



Transferts et accumulations sur les marges du Golfe de Gascogne : architecture, fonctionnement et contrôles.

Sandra Brocheray

► To cite this version:

Sandra Brocheray. Transferts et accumulations sur les marges du Golfe de Gascogne : architecture, fonctionnement et contrôles.. Océanographie. Université de Bordeaux, 2015. Français. NNT : 2015BORD0079 . tel-01223674

HAL Id: tel-01223674

<https://theses.hal.science/tel-01223674>

Submitted on 3 Nov 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS
SPÉCIALITÉ SEDIMENTOLOGIE MARINE

Par Sandra BROCHERAY

**TRANSFERTS ET ACCUMULATIONS SUR LES MARGES
DU GOLFE DE GASCogne : ARCHITECTURE,
FONCTIONNEMENT ET CONTROLES**

Sous la direction de : Michel CREMER
co-directeur : Sébastien ZARAGOSI

Soutenue le 8 juillet 2015

Membres du jury :

M. CORREGE, Thierry, Professeur, Université de Bordeaux,
M. MIGEON, Sébastien, Professeur, Université Pierre et Marie Curie,
M. BARRIER, Pascal, Enseignant-Chercheur, HDR, LaSalle-Beauvais,
Mme HOWA, Hélène, Professeur, Université d'Angers,
M. CREMER, Michel, Chargé de Recherche CNRS, HDR,
M. ZARAGOSI, Sébastien, Maître de Conférences, Université de Bordeaux
M. SCHNEIDER, Jean-Luc, Professeur, Université de Bordeaux,

Président
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Directeur
Co-Directeur
Co-Directeur

Transferts et accumulations sur les marges du Golfe de Gascogne : architecture, fonctionnement et contrôles

Résumé : Ce travail présente une analyse de la morphologie et de la dynamique sédimentaire des systèmes turbiditiques actuels du Cap-Ferret et de Capbreton (sud du Golfe de Gascogne). La reconnaissance effectuée sur le système de Capbreton est la première à le considérer dans son ensemble. Ce travail se base sur des données acoustiques de subsurface (sondeur multifaisceaux, sondeur de sédiments Chirp) et de carottages issues de la campagne océanographique Sargass menée par l'Université de Bordeaux. L'analyse morpho-bathymétrique révèle l'organisation amont-aval des géométries sédimentaires dans ces systèmes et, couplée aux données sédimentaires, de préciser les processus de dépôts liés aux écoulements gravitaires. Le fonctionnement holocène du canyon de Capbreton montre des processus gravitaires haute fréquence, révélant son rôle de dépôt-centre pour le sud du golfe de Gascogne. Dans le système du Cap-Ferret, la zone de transition chenal-lobe a été investiguée à fine échelle, documentant ainsi des structures sédimentaires rarement identifiées avec ce niveau de détails dans les systèmes turbiditiques modernes. La dynamique sédimentaire de chacun de ces systèmes est soumise à des forçages auto-cycliques et glacio-eustatiques qui affectent chacun des systèmes de façons différentes. Ces informations ont permis de proposer un modèle régional de fonctionnement sédimentaire au cours des derniers 50 000 ans.

Mots clés : Golfe de Gascogne, Capbreton, Cap-Ferret, système turbiditique, canyon sous-marin, zone de transition chenal-lobe, Holocène, processus gravitaires

Transfers and accumulations on the Bay of Biscay margins: architecture, functioning and forcing

Abstract: This work presents an analysis of the morphology and sedimentary dynamic of the Cap-Ferret and Capbreton turbidite systems (south Bay of Biscay), containing the first recognition of the whole Capbreton turbidite system. The dataset comprises subsurface geophysical data (multibeam bathymetric and imagery, Chirp sub-bottom profiler) and piston cores, acquired during the oceanographic cruise Sargass conducted by the Bordeaux University. Studied by morpho-bathymetric analyses, the upstream-downstream evolution of the sedimentary bodies joined to the sedimentological data help to understand the active gravity processes of the systems. In the Capbreton system, a special focus is made on its Holocene gravity deposits occurring at high frequencies. In the Cap-Ferret system, the channel-lobe transition zone has been investigated at high resolution and revealed sedimentary structures poorly documented at this scale of details in recent turbidite systems. The glacio-eustatic and autocyclic forcing are expressed in different ways in each turbidite system. A regional sedimentary dynamic model is proposed for the last 50,000 years.

Keywords: Bay of Biscay, Capbreton, Cap-Ferret, turbidite system, submarine canyon, channel-lobe transition zone, Holocene, gravity processes

UMR 5805 EPOC

Environnements et Paléoenvironnement Océaniques et Continentaux, avenue des
Facultés, Bâtiment B18 33405 Talence Cedex

Remerciements

Voici enfin venu le moment que j'attendais depuis longtemps : celui d'écrire les remerciements. Et forcément, quand on traîne un peu comme moi pour finaliser sa thèse, ils sont encore plus longs car on rencontre encore plus de monde... Alors comme je suis bavarde, et également une grande sentimentale, armez-vous de patience, ces remerciements vont être longs ¹!

Commençons par le commencement. Merci donc à Michel Cremer, directeur de cette thèse, pour, avant toute chose, avoir rendu possible ce travail en permettant la réalisation de la campagne Sargass. Je sais combien cette zone de travail, dans le prolongement des travaux de toute une carrière, te tenait à cœur. Merci également d'avoir finalement retenu mon dossier envoyé depuis une froide contrée lointaine (j'ai fait l'aller-retour depuis la Norvège pour décrocher cette thèse...), m'offrant ainsi l'opportunité, certes de devenir docteur, mais surtout de prendre part à ma première campagne océanographique. Sargass, la découverte du terrain loin de la terre ferme (quel paradoxe pour une géologue !), le début d'une nouvelle idylle entre la mer et moi, après tout *Pourquoi Pas ?* (et dans un autre registre : *Pourquoi Pas Moi ?*).

Michel en capitaine du navire, Sebastien Zaragosi en tant que fidèle second a codirigé ce travail avec patience, écoute, ténacité et bonne humeur. Merci à toi pour m'avoir su me communiquer ton addiction aux carottes (sédimentaires, s'entend). De par nos nombreuses discussions et ton enthousiasme pour les nouveaux horizons que nous révélaient lesdites carottes, cette thèse a changé de direction, s'éloignant de façon assez inattendue de ma chère sismique pour ajouter une nouvelle corde à mon arc. Merci pour tes précieux conseils, pour le SAV sur les figures ArcGIS (on parlait de loin !), pour avoir su temporiser les coups de Trafalgar lors des périodes de tempêtes quand, comme tout bon thésard, j'ai connu le(s) creux de la vague. Enfin, merci de m'avoir donné l'opportunité de continuité mon idylle naissante avec la mer en me trouvant des petites places à bord de ce gros *N/O* pour BobEco et Mocosed 2010.

Un grand merci à Jean-Luc Schneider, Alsacien de son Etat (je ne pouvais pas ne pas le mentionner), pour avoir accepté *in extremis* de récupérer la direction administrative de cette thèse pour sa dernière année. Je suis ravie que les questions lors de l'oral aient tourné autour de l'impact de l'héritage structural sur la morphologie et la dynamique du système. Nous avons ainsi repris une discussion que nous avons entamée lors de nos nocturnes 0-4h de Sargass, me donnant le sentiment que la boucle était belle est bien bouclée. Je dois également te confesser que tu t'es créé un véritable fan club lors de la soutenance : de la cravate-carte géologique à la métaphore sur l'accouchement en passant (surtout) par la mention de l'Igal, mes amies et anciennes camarades de l'Institut ont plus qu'adhéré !

Tentons de maintenir un peu de logique dans l'organisation de ces remerciements, même si soyons lucides, cela risque de ne pas durer longtemps. Au tour donc du jury qui a accepté de juger ce travail (et de le lire. 2 fois.). Merci à Sébastien Migeon, rapporteur de cette thèse, pour avoir lu et annoté ce manuscrit avec autant d'attention. Vous m'avez poussé à me dépasser, douloureusement, mais seule la victoire est belle. Merci pour votre regard neuf sur la zone, sa dynamique, ses structures, et les discussions qui s'en sont suivies, tant par téléphone que lors de la soutenance.

Et merci à toi Pascal (Barrier, évidemment), second rapporteur de cette thèse, et tellement plus encore. 10 ans de géologie pour moi en septembre, 30 ans de maison pour toi. Je te dois tellement :

¹ Cher Lecteur, gagne du temps : p. 1-4, Bordeaux, p. 5-6, Rennes, p.7-8, Igal, p. 9, procéder par élimination !

des cours de paléontologie, rite initiatique de mes premières semaines de bébé géologue à l'IGAL, à la Calabre (version 2.0 cette année), c'est ta passion pour la sédimento et le domaine marin (*sensus largo*), si bien transmise, et la confiance que tu as placée en moi qui m'ont emmenée jusqu'ici, alors merci d'avoir été un si bon guide. Je suis incroyablement fière d'être ta collègue aujourd'hui. Et pour couper court à cette effusion de bons sentiments, revenons à ce premier cours de Pal (sans H). Il portait sur les foraminifères, petites bestioles de quelques centaines de microns (je vous laisse imaginer, Lecteur, la tête des étudiants pour qui Paléontologie rimait avec os de dinos...changement d'échelle !), également appelées *popcorns* pour les plus néophytes d'entre nous (pardon pour la private joke). Et Pascal, devant un parterre d'étudiants dubitatifs quant à l'intérêt de ces forams pour une quelconque étude, tente de récupérer son public : « Mais ne riez pas ! Il y a des gens qui étudient toute leur vie les forams pour leur intérêt stratigraphique ! ». Fou-rire général de la promo. De MA promo. Allez donc après ça expliquer aux copains, 5 ans plus tard, que le comptage de forams constitue une partie essentielle de votre thèse... Déjà que le concept de thèse reste flou pour beaucoup, là c'est fini !

Mais revenons à nos moutons. Mon jury était également composé d'Hélène Howa que je tiens à remercier chaleureusement pour sa présence le jour de la soutenance : tes questions ont permis de redonner de la profondeur au sujet en le sortant de son contexte très turbiditique. Merci également pour ton soutien et tes bons mots à chacune de nos rencontres, au plaisir de servir ta cause, scientifique et féministe (il faut le dire !), lors de prochains échanges. Enfin, merci à Thierry Corrège pour avoir présider ce jury avec subtilité et intelligence. Cela a été un plaisir de partager avec toi mes premiers moments bordelais en tant que monitrice ainsi que ce dernier moment bordelais, plus serein que certains de nos rendez-vous administratif.

Continuons donc avec l'équipe bordelaise. Et je vous demande un tonnerre d'applaudissements pour l'incroyable et efficace équipe de techniciens du labo avec qui j'ai passé tant de bons moments. L'ouverture des carottes n'aurait pas été la même sans vous ou sans Isa à la plateforme ! Un très très grand merci à Gégé Chabaud, pour les déjeuners, les mots croisés, les montages photos, pour avoir toujours eu le sourire, pour m'avoir écouté et réconforté quasi-quotidiennement, et surtout SURTOUT pour les 3 ou 4 000 analyses granulos réalisées. Merci à Joël Saint-Paul pour son accueil chaleureux et sa précieuse expérience, à Bernard pour sa maîtrise des lames-minces dignes d'un ouvrier d'art (et ses petits pains au chocolat glissés en douce sur le bureau) et à Pascal, Monsieur ès-plaquettes, pour les heures passées ensemble dans le labo durant Mocosed. Comme mis à part Pascal, je vous ai tous vu partir à la retraite (dont je vous souhaite à tous de profiter comme il se doit), je vais également inclure dans ce paragraphe les « autres retraités de la bande » chers à mon cœur. Merci à Pierre Cirac pour le rituel du café, merci à Jean-Pierre Tastet pour ses discussions toujours enrichissantes, merci à Georges pour son humour et son punch hors du commun et enfin, pour son accent chantant, sa gentillesse, son élégance et tant d'autres choses merci à Cathy !

Comme je le disais précédemment, les forams planctoniques ont constitué une importante part de mon travail. Une fois que Seb m'avait jeté dans la fosse aux lions (ce n'est pas parce les lions sont microscopiques qu'ils ne sont pas terribles), il me fallait un Maître à suivre. Je l'ai trouvé en la personne de Linda : un grand merci à toi pour avoir su me former au comptage avec beaucoup de pédagogie et de rigueur, pour la bonne humeur qui régnait dans ton bureau durant les heures interminables de comptage et piquage, pour tes nombreux conseils avisés, et pour l'ensemble des données que tu m'as aidé à produire sans lesquelles cette thèse ne serait pas ce qu'elle est. Merci

également à Marie-Hélène pour son support technique dans cette tâche. Et enfin, pour clore la thématique « forams », merci à Frédérique Eynaud pour son aide précieuse et avisée dans l'analyse des données, son incroyable enthousiasme et son soutien de façon générale.

Un grand merci également à l'ensemble de l'équipe de sédimentologie marine de Bordeaux pour son soutien de façon générale : Hervé Gillet pour son dynamisme et sa disponibilité, Emmanuelle Ducassou pour sa rigueur scientifique inégalable et le partage de ses divers et surprenants hobbies, Vincent Hanquiez pour sa maîtrise parfaite d'ArcGIS et son flegme impressionnant face à l'hostilité (de mon point de vue) de certains outils informatiques, à Thierry Mulder pour avoir ponctuellement pris part à mes réflexions en prodiguant un regard critique et argumenté de mon travail et enfin à Catherine Baudon pour sa disponibilité, son regard critique et constructif, nos discussions enflammées sur les pockmarks, la tarte citron (n'ayons pas peur du mélange des genres) et (et ses goûts musicaux pointus ! Je remercie également tous les autres collègues d'EPOC avec qui j'ai eu le plaisir de collaborer sur des aspects scientifiques et/ou pédagogiques : Alexandra Coynel, Pierre Anschutz, Henri Etcheber, Sabine Schmidt, Pascal Lecroart, Bruno Malaisé, Jérôme Bonnin (mention spéciale barbecue), Vincent Marieu...en espérant n'oublier personne ! Enfin un merci également aux informaticiens Jean-Michel et Hubert qui m'ont à quelques reprises sortie de situations rocambolesques.

Le travail de thésard ne se réalise pas seul et nous avons la chance de profiter de nombreuses petites mains pour nous donner un coup de pouce : alors merci les stagiaires (et non je n'étais pas une esclavagiste) ! Qu'ils aient travaillé sur des sujets liés à ma thèse ou simplement dans les mêmes locaux, j'ai noué avec certains d'entre eux de belles amitiés. Alors bien sûr, bien évidemment, l'inoubliable, le premier, l'inévitable, celui dont j'étais tellement fière que j'ai pleuré à ses deux remises de diplômes (oui parce qu'en plus c'est un LaSallien, imaginez un peu) : merci à mon Pitchou, Miki Vicalvi, le stagiaire le plus fiable de la terre, qui vient même chasser les monstres à 1000 pattes de l'appartement de sa maître de stage (ok, je suis une esclavagiste...). Merci pour une soirée de camping sauvage inoubliable (surtout pour toi), pour les balades à rollers (mes cicatrices ont fini par s'estomper), pour avoir été là lors de mon retour à Beauvais et pour toutes les fois où l'on va encore se retrouver dans l'avenir. Le pendant féminin du Pitchou était les MarionS. Oui je dis bien les, car elles étaient 2 : un même prénom, deux personnalités mais deux caractères bien trempés ! Je vous souhaite à toutes les deux beaucoup de belles choses et j'espère avoir l'occasion de vous recroiser. Pitchou, les MarionS, il manque le dernier trublion de la fameuse soirée camping. Merci donc à Eddy pour un certain nombre de soirées arrosées. Il y a des stagiaires qui deviennent des amies et qu'en plus on voit s'épanouir au fur et à mesure des années (surtout que j'ai bien pris le temps...) pour devenir de brillants collègues : je parle au masculin pluriel mais c'est au féminin singulier qu'il faudrait pourtant conjuguer. Laurine c'est bien à toi que je pense : merci pour ces heures indénombrables de discussions au labo, en mer, à terre, au téléphone et à très bientôt à Brest ! Merci également à Marie-Xavière et Julien qui m'ont donné un bon coup de main et dont j'espère que l'expérience au sein du labo pendant leur licence a été profitable.

Last but not least des rencontres bordelaises, il me reste à remercier mes camarades de joies ou de galères (selon les jours), j'ai nommé les autres thésards. Parmi les plus proches, il y aura bien sur eu Mélanie (Principaud, je précise, beaucoup de Mélanie au labo) : merci pour ton soutien, ton humour et ton franc-parler qui n'appartiennent qu'à toi. Arrivé un peu plus tard, mais néanmoins le soutien idéal pour les TP de L1 : merci à PA pour les cafés de la pause TP et les bières de l'happy hour. Du

coup, même si tu n'étais pas thésard, je ne peux te dissocier des 2 précédents : merci à Aurel', éventuellement stagiaire de M2 (chapeau l'artiste, ça n'a pas été simple), surtout un musicien hors pair. Merci à mes trois camarades de bureaux, Alaïs, l'autre amateur de Capbreton, Ana, la philosophe (et galicienne !) de la troupe qui était si forte pour nous faire prendre du recul sur les tracasseries de thésards et JB, notre vosgien (à ne pas confondre avec les alsaciens, voir plus haut au paragraphe jury de thèse). Un merci tout spécial à ce dernier pour son accueil chaleureux, son humour toujours à la limite du politiquement correct et ce rock semi-acrobatique sur la plage arrière du *Pourquoi Pas ?* (comme à télé, petit bandeau défilant avec la mention « à ne pas reproduire chez vous, cet exercice n'est malheureusement pas réalisé par des professionnels »). Mes bonnes pensées vont également à mes autres collègues thésards en sédim et leurs conseils avisés, qu'ils soient arrivés un peu avant, en même temps ou un peu après : merci à Laurie et Elsa, deux autres miss Canyon, Samuel, Ludivine, Léa et Chloé. Enfin, en vrac et si j'en oublie j'espère que vous m'excuserez : merci à Philippine, Geza, Céline, Aurélie, Marion, Mélanie, Sophie...

Avant de clore cette partie bordelaise, il me reste à remercier les différentes personnes rencontrées à bord lors des campagnes océano, que ce soit Sargass, BobEco ou Mocosed. Ces expériences restent la base de notre métier et rien ne serait possible si ces missions n'étaient pas menées à bien. Merci donc à l'ensemble des personnels embarqués qui veillent au bon fonctionnement du navire et des outils d'acquisition, du capitaine aux matelots, surtout sans oublier les cuistots ! Merci également, en plus des personnes déjà citées précédemment dans d'autres paragraphes, à Laurence, Stéphane, Didier, Blanca, Philippe et Nicolas pour leur présence lors de Sargass Leg 2. Merci à Sophie Arnaud-Haon et Jean-François Bourillet pour m'avoir accueilli lors de BobEco Leg 1 ainsi qu'à la joyeuse équipe qui était à bord à savoir Clara, Anna, Valérie, Yann, Norbert, Thomas, Joana, Luc, Xavier (et tous ceux que j'oublie de citer). Merci à Thierry Garlan pour m'avoir fait une place sur Mocosed 2012 ainsi qu'à toute l'équipe du Shom présente à bord, dont en particulier, Yann et Olivier.

Et puisqu'il faut bien choisir de te glisser quelque part, merci à toi, Simon. Très paradoxalement, je te fais apparaître juste après des personnes que je n'ai fréquenté que quelques semaines alors que tu m'as épaulé pendant si longtemps...Tu resteras indéniablement ma plus belle rencontre en mer, la plus belle surprise de cette thèse. Nous avons pris des chemins différents mais clairement sans toi à mes côtés, je n'aurai jamais affronté la troisième année, et tant d'autres choses. Merci pour tous les beaux moments passés à tes côtés et je te souhaite de tout cœur le meilleur.

Voici la fin de la période bordelaise. Tout aurait pu s'arrêter là me direz-vous, puisque j'avais décidé de ne pas candidater aux postes d'ATER puisqu'il n'était bien évidemment pas question que je devienne Enseignante, et ceux malgré les prédictions d'un certain nombre de mes relations². Qui sont d'ailleurs priées de cesser de rire en lisant ces lignes. Mais il n'y a pas de hasard n'est-ce pas ? J'ai finalement cédé et préparé les dossiers de candidature, envoyés au petit bonheur la chance (toi-même tu sais, pour ceux qui y sont déjà passés ; pour les thésards je ne détaille pas, je vous laisse la surprise...). Entre les listes d'attente, ceux où tu ne corresponds finalement pas au profil etc. j'avais fini par me dire que la question était réglée. Qu'elle ne fut pas ma surprise quand j'ai reçu une réponse positive de Géosciences Rennes ! Tout s'est accéléré et me voilà catapultée pour mon plus grand bonheur à Rennes (j'avais toujours rêvé de vivre en Bretagne en me disant qu'avec ma

² Le terme *relations* regroupe donc mes amies anté-Igal, les igaliens de la promo mais pas seulement, mes anciens professeurs, les étudiants que j'ai eu à Montbrun... bref juste quelques personnes...

formation initiale de géologue pétrolier, ça allait quand même être compliqué...Lucide, la fille). Si j'avais imaginé l'année qui m'attendais...

Nous voici repartis pour une tournée de remerciements, chez les bretons cette fois-ci. Mille fois merci à Cécile Robin pour son accueil au combien chaleureux, son écoute lors des coups durs et surtout pour m'avoir mitonné un planning d'enseignement aux petits oignons plein de terrain. Et en anticipant, de façon générale, merci à tous les personnes que j'ai côtoyé pour l'enseignement à Rennes. Vous m'avez donné l'occasion d'aborder cet ATER comme une véritable formation à l'enseignement et à la pédagogie, j'ai énormément appris auprès de vous sur comment partager ses connaissances. Merci à François Guillocheau pour avoir pris le temps de débroussailler avec moi certains points techniques de ma thèse et m'avoir aidé à préparer un ppt sur lequel je jouais très gros. Un très grand merci à Jean-Noël Proust pour son œil critique mais bienveillant sur mes travaux, tu m'as beaucoup fait avancer. Merci à Marie-Pierre Dabard pour sa disponibilité, m'avoir donné ses trucs et astuces de prof et aussi m'avoir replongé dans la géologie de la Baie de Somme. Merci à Jacques Bouffette de m'avoir fait confiance pour les TP de Paléonto et de Carto et à Thierry Nalpas pour avoir répondu à toutes mes sollicitations pour l'organisation de mes cours et pour ses blagues qui n'appartiennent qu'à lui (vraiment qu'à lui.). Mais je n'ai pas donné cours qu'avec des collègues de sédimento... alors un immense merci à Christian Le Carlier De Veslud, mon cher compère d'ArcGIS et Gocad, et pas seulement pour les figures 3D du canyon (tes blagues misogynes me manquent, qui l'eut cru ?), ainsi qu'à Philippe Steer et Benjamin Guillaume. Il me reste à remercier les collègues du camp de Dignes. Un très grand merci à Pipo pour ne jamais se départir de sa bonne humeur et grâce à qui j'ai retrouvé les joies de la grimpe d'Esclangon (Evariste Galois représente) ainsi qu'à Michel Balèvre qui a partagé en toute simplicité ses connaissances avec passion, traitant tout à la fois du caillou, de la faune, de la flore, de l'ornitho, de la météo, de l'archéo... un vrai Naturaliste avec qui le terrain devient un moment hors du temps. Enfin, en tâchant de n'oublier personne car chaque rencontre rennaise était un plaisir, merci aussi à Sylvie Bourquin, Olivier Dautel, Frédérique Moreau, Philippe Boulvais, Pierre Gauthier, Erwan Hallot, Didier Néraudeau, Marc Poujol, Peter Cobbold, Eddy, Chantal, Catherine, Isabelle, et Jean.

Rennes, c'est des collègues mais c'est aussi et surtout une bande de thésards et thésardes incroyables. Personne ne sera ni vexé ni surpris si je commence par vous, donc je vais tout d'abord remercier Charlotte pour son accueil tout lasallien, son sourire, son écoute (et ses paquets de mouchoirs), pour toutes les supers soirées roulée en boules dans l'escalier (non, ne cherchez pas), pour le fou-rire du « Poke » et le coup de fil à SLC du 14/10/2014. Au plaisir de te retrouver en de multiples occasions, sur le terrain en particulier (oui nous sommes entre géologues, il me semble que c'est un clin d'œil nécessaire...). Parce qu'il y a des rencontres qui comptent beaucoup et qu'on le sait instantanément, merci à Hélène de s'être trouvée sur ma route. Mon amie so girly (assume !), à la si belle sensibilité, merci d'aimer les livres et les châteaux autant que moi, de ne pas te moquer quand il se passe des choses improbables quand je mange une pizza à la Rochelle, de m'avoir confié Titine, de ramer comme une pro (oh une libellule ! ... aïe !!!), d'avoir tenu à faire l'A/R retour en camion jusqu'à Beauvais pour découvrir le parfum exquis et inénarrable de cette ville... Je m'arrête là car sinon je vais être obligée de balancer des infos qui ne sont pas à mettre en toutes les mains (et comme tout un chacun sait que les remerciements sont quasiment la seule partie réellement lue dans une thèse...). Un merci tout particulier également à Sylvia pour les heures de discussions sur la terrasse de chez John, pour Pourriquet (je ris toute seule à chaque fois que je croise un âne sur le terrain, les étudiants me prennent pour une folle...) et pour la Tropicienne, une de mes madeleines

de Proust perso. Et, en vrac, sans classement de quelque ordre que ce soit, et que ce soit pour quelques jours de terrain ou de congrès, une discussion qui prend une tournure inattendue, une partie de cartes, un déjeuner improvisé (quoique là je suis obligée de citer Ro en particulier), pour les soirées rennaises et leur saveur toute particulière (non ce n'est pas une référence à un alcool distillé maison, bien que les bretons n'ont clairement pas volé leur réputation), parce que vous avez tous sans exception contribué à me redonner le sourire, merci du fond du cœur à Marie, Paul, Justine, Guillaume, Bob, Roman, Camille, Gemma, Maya, Loïc, Benoit, Youss, Tof, Thomas, Benoit, Alain, Olivier et Dany.

Je clorais la page rennais en remerciant « les étudiants » même si aujourd'hui les $\frac{3}{4}$ d'entre eux ne le sont plus. Gros gros big up à ma fantastique co-bureau, Magali, avec qui j'ai partagé fou-rires et larmes (quand c'est pas l'une, c'est l'autre...) et aussi quelques goûts musicaux qu'on ne citera pas ici pour ne pas les graver dans le marbre. Parce que LaSalle est vraiment une secte, et qu'en plus on se répand, on s'insinue partout, subtilement, l'air de rien, mais quand même... je me suis bien évidemment retrouvé à donner cours à une promo de M1 où se trouvaient 4 petits TSP bien de chez nous. C'est comme ça qu'après 10 ou 12h de car pour descendre en Espagne, j'ai reconnu LE Milton de Beauvais au milieu de des étudiants du M1 RMP. Je ne t'afficherai pas en racontant ici la première fois où je t'ai rencontré, je ne m'afficherai pas non plus en parlant des fois où tu m'as vu revenir en tant qu'ancienne sur le campus, mais j'avouerai humblement que lorsque je t'ai vu devant le car, j'ai vu s'envoler instantanément tout espoir de mettre une barrière sérieuse entre moi et les étudiants. « Appelez-moi Madame », je suis une vraie prof maintenant...ahah vaste blague que j'ai vainement tenté de maintenir pour au final abandonner rapidement. En même temps, il y en a un autre qui est venu définitivement clore le sujet lorsqu'il est venu me demander le plus normalement du monde mon numéro de téléphone à la fin du TD d'arcGIS devant toute sa promo. Où était le mal ? c'est normal entre lasalliens (la famille, tout ça...) quand en plus on fait un peu de terrain ensemble... Merci Touf de l'avoir fait car il s'en est suivi un nombre de soirées et de rencontres qui ont largement contribué à donner une saveur inimaginable, inimitable à mon année rennaise. Il y en a une autre à qui je dois beaucoup (de petits vélos, de fou-rires et de maux de crâne le lendemain matin, notamment) : merci Camille d'être devenue une confidente, la petite sœur que je n'ai jamais eu (et pas seulement pour faire fuir les gros relous en terrasse). Et merci enfin à Claire pour sa bonne humeur et ses talents artistiques - ton tableau trône dans mon bureau (j'en ai souvent des compliments) – et son ostéo de chéri qui m'a littéralement débloqué au plus critique des moments. A tous les 4, je tiens à vous dire à quel point j'ai été heureuse de vous retrouver à Rennes et fière d'être votre enseignante (même si objectivement ça n'a été que quelques heures). Milton, je t'ai vu évoluer de A à Z, et même si je n'ai contribué que modestement à ta formation, je suis incroyablement fière de toi (je te le dirai jamais en face, là c'est bien, c'est pratique !). Cette promo de M1 ne comptait pas que des LaSalliens fort heureusement, je remercie donc tous ceux que j'ai côtoyé hors cadre scolaire, avec quelques clins d'œil particuliers à Marion, Miss Nouvelle-Cal de son état pour sa joie de vivre insolente et sa passion immodérée pour le rhum, à Carmen et son côté « pom-pom girl » de la bande malgré elle, à Carl qui a fait beaucoup plus que ce qu'il pourrait imaginer, et à la « coloc des mecs cools » pour avoir payé plusieurs fois leur appart.

Comment ça 6 pages de remerciements ça fait beaucoup ?! Mais c'est pas fini ! Ah j'avais prévenu : presque 5 ans de thèse, forcément ça fait du monde ! Par contre, la logique va devenir un peu plus foireuse... Il y a un peu plus de 10 ans j'ai visité à Cergy une école qui s'appelait l'IGAL et je suis tombée en amour, littéralement. Du compactus, de ses fossiles, de l'ambiance, des gens, du mythe

qui entoure le concept de « Géologue ». Je suis sortie de la JPO en disant à ma mère qu'il fallait que je sois dans cette école absolument, car c'était ma place, là et nul part ailleurs. Si ça peut paraître grandiloquent dans la bouche d'une ado de 17 ans, ça prend un tout autre sens quand à 28 ans cette école est devenue votre employeur, que vos professeurs sont devenus vos collègues. Alors merci, merci à tous, du fond du cœur et avec toute mon affection, de m'avoir révélée à moi-même : mon métier c'est Enseignant-Chercheur mais je suis profondément, par définition, Géologue. Si je dois beaucoup à chacun de mes professeurs/collègues, je ne vais pas pouvoir revenir sur l'ensemble de ces 10 ans passés à vos côtés. Néanmoins, il y en a quelques-uns que je tiens à saluer ici individuellement (Pascal tu as déjà eu ton tour !). Merci à Yannick pour m'avoir fait confiance il y a un an, il y a 6 mois, il y a 2 mois quand moi je n'y croyais plus. Merci d'avoir tenu tes promesses et d'être ce chef droit et honnête que tu es au quotidien, en qui j'ai toute confiance. Tu m'as répété plusieurs fois que j'avais fait ça toute seule, c'est certainement notre plus grand point de désaccord car sans un certain nombre de gens cités ici, je n'y serai certainement pas arrivée. Merci à Julien d'aimer à ce point la sédimento de faciès et de la partager si bien que je me suis laissé convaincre. Merci surtout mille fois pour avoir joué au Lego avec moi et mon manuscrit, désassemblant, réassemblant, débâtant... tu es presque aussi spécialiste de la zone que moi désormais ! Merci à Benoît qui ne doit pas s'en souvenir mais m'a appris à poser un cul pour le pano d'Eygalières et à m'asseoir sur mon marteau. Merci pour cette année de tuilage et de me refiler le bébé (ou devrais-je dire, les bébés ?). Merci à Sébastien (SLC) d'avoir répondu au coup de fil de Charlotte (voir plus haut) et géré la crise, et d'avoir été ce super prof sur lequel on pouvait toujours compter. Merci à Sébastien (SP) pour son oreille attentive, pour m'avoir relancé sur microscope, pour être toujours dispo et m'avoir accueillie dans B2R, moi la spécialiste de la matière organique (oui, on peut rire !). Un très grand merci à mon nouveau co-bureau, Olivier (OB) pour avoir été un soutien sans faille au cours de cette thèse, pour sa bienveillance, sa complicité et pour m'avoir laissé la géophy de sub-surface (quand même !). Merci à Elsa pour savoir faire de son bureau ce cocon rassurant pour les étudiants comme pour les collègues. Merci à Lise pour son caractère de cochon et sa maîtrise de la langue française (version XXIème siècle pour toi, version XXème voir XIXème pour moi). Merci à Cyril pour...non en fait non, toi je te remercie pas, je suis trop jalouse de tes trouvailles ;-) Et merci à Hervé, Bassam, Sadek, Ghislain, Renaud, Lucien, Pascale, Jean-David, Olivier (OP), Mohammed, Lahcen, Claudia et Jessica pour votre accueil chaleureux et pour avoir toujours eu un petit mot gentil à mon attention cette année. Parce que les agris sont nos amis, qu'il faut les aimer aussi (pardon, petite dédicace anticipée à la promotion), et parce que je suis intégrée aux autres départements (si si !), merci à mes complices thésards unis face à l'adversité de la thèse, Marion (j'ai arrêté de compter le nombre de Marion citées) et Benjamin (sa pièce rapportée) ainsi qu'à Maïmiti. De façons beaucoup plus générales, je remercie tous mes collègues de l'Institut (cette fois la période d'essai est validée, je suis définitivement des vôtres !) avec un clin d'œil particulier à ceux que je connais d'un peu plus près (ils se reconnaîtront).

La suite logique de ce paragraphe c'est la promotion, ma promo, LA 070. Nous avons grandi ensemble pendant 5 ans et nous allons fêter nos 10 ans...Bien évidemment, tout n'a pas toujours été évident lorsque nous étions étudiants, il y a avait des affinités tout ça... Mais, et je ne doute pas que vous aussi vous l'ayez remarqué, depuis la sortie nous sommes toujours incroyablement heureux de nous retrouver, peu importe sur qui on tombe. Je vous remercie donc pour ces 5 belles années chères à nos cœurs, pour tous ces moments incroyables que j'aimerais raconter ici – mais non vraiment sinon cette thèse va faire 500p – et surtout pour ce moment de solidarité que vous m'avez offert en octobre dernier. Je ne sais pas combien d'entre vous m'ont appelé pour me soutenir mais

merci d'avoir, encore une fois, été là. Quelques-uns d'entre vous ont quand même, particulièrement donné de leur personne pour la finalisation de cette thèse. A commencer par Cyrielle qui a assuré le rôle au combien envié (...) de relecteur et correcteur orthographique de ce manuscrit (ou comment se dédouaner s'il reste une coquille...). Alors je pourrais te remercier pour ça. Ou pour ta confiance qui m'a portée. Ou pour avoir été là le jour de l'oral et avoir gérer la partie festivité de l'après-thèse. Ou pour avoir été tellement présente pour moi, tellement solide, tellement disponible, une si bonne amie. Mais si je vais vers ça je vais pleurer et je ne finirai jamais ces remerciements. Alors je vais plutôt te remercier pour le lavabo (pardon), pour les chaussures (re-pardon), pour les pâtes et la couverture bleue (re-re-pardon) pour t'être assise à côté de moi lors du 1^{er} amphi même si tu ne t'en souviens pas et pour la photocopieuse de l'IFP. Au grand jeu du qui aura le plus de lignes, Marie mérite également largement sa part. Déjà pour avoir également relu un bout de ce manuscrit mais également pour avoir été un soutien sans faille pendant toutes ces années, pour ces petits mails VDM qui me mettaient du baume au cœur, pour avoir assuré le SAV quand j'avais Cyrielle au téléphone, pour les heures de téléphone avec moi. Un grand merci aussi à ma coloc chérie exilée chez les kangourous qui a pourtant suivi les avancées de cette thèse et été particulièrement présente au cours des derniers mois. Mémé je ne t'oublie pas (et je sais que tu m'oublies pas !) : merci pour le soutien physique depuis Bordeaux avec un certain nombre de discussion mémorable dans ton appart (vive Whitney Houston). Merci à la douce Popo d'avoir été présente à mes côtés jusqu'au bout, jusqu'à l'ultime journée ! J'avais aussi quelques complices masculins dans cette promo. Merci donc à FA pour toutes les conneries faites en ta compagnie (je crois vraiment que c'est avec toi que j'en ai fait le plus) pendant la scolarité (et après), à Lenien le complice idéal de tant de terrains, à Tug d'avoir sauvé deux situations de crises sans même s'en être rendu compte (je pense). De la promo également, merci à Findus, God, Foufoune, Jonas (assimilé promo), Vic', Mamel, Elise, Thomas : vous avez tous et toutes su trouver les bons mots à un moment ou à un autre, merci de votre soutien et de votre amitié. A mes co-thésardes, solidaires depuis l'autre côté de l'Atlantique, des mercis et des bisous à Panpan (et Eric, of course) et Elo, en vous souhaitant beaucoup de bonheur dans cette nouvelle vie qui s'ouvre à vous (et je ne parle pas d'être Doc !). Derniers arrivés, hors promo mais géologues avant tout, soutiens au combien utiles, merci à Pierre entre autre pour sa voiture assortie à mon sac à main, et merci à l'équipe IBA 2015 d'avoir débattu avec moi des courants subcritiques vs. supercritiques, de m'avoir cachée dans leur grotte et les soirées pizza. Un clin d'œil tout particulier à Andréa (je vais bien trouver un moyen pour avoir une mission en NZ) et à Quentin (on s'est déjà tout dit #daccordavectoutcequetuasécrit). Et un million de mercis à Luc qui se retrouve catapulté dans ce paragraphe de géologues, mais qui s'en remettra, il en a vu d'autres avec moi ! Merci pour les chaussures (oui encore), le bonhomme de neige, ta confiance ton amitié.

Parce que je veux que vous vous trouviez directement toutes les deux, je vous fais un petit paragraphe à part. Un très grand merci à Audrey pour son accueil bordelais chaleureux, pour son amitié, pour sa joie de vivre et son positivisme, pour tellement de choses au cours de ces dernières années... Quelle bonne idée a-t-on eu d'être ensemble en Calabre pour apprendre à se connaître et passer au-delà des préjugés ! Merci aussi à ta famille pour m'avoir accueilli avec autant de spontanéité et de gentillesse, à ton mari Matthieu. Et merci à Arthur d'avoir été aussi calme durant mon oral : Arthur, 5 semaines, le plus jeune publique de ma thèse ! Je vous souhaite énormément de bonheur à tous les 3. Parce que tu m'as dit que j'étais faire pour une drôle de vie, que j'ai des idées dans la tête et fais ce que j'ai envie, merci du fond du cœur à Aude. Merci pour le champagne, pour les soirées sushis-Riesling, pour Hugh Grant, pour être une amie fidèle et pour tout un tas de petites

et grandes choses au cours de ces 5 ans. Bien évidemment merci aussi à ton Nico d'avoir été présent pour moi (mais aussi de prendre bien soin de toi) et à Isko le lécheur d'orteils en folie.

Il me reste dans ma hotte quelques remerciements à envoyer du côté de Cergy, non pas à l'Igal mais dans des bureaux de l'Essec à un groupe de personnes qui se démène pour mettre des jeunes sur des rampes de lancement le plus tôt possible, et qui en plus assure en SAV. Parce que vous avez cru en moi à un âge où l'on ne se pose même pas la question de l'avenir, et que justement grâce à ça j'ai réfléchi très tôt à ce qui serait le mieux pour moi (et donc trouvé l'Igal !), merci à toute l'équipe Pourquoi Pas Moi ?, et en particulier à Aurore, Félicie, Julie, Bénédicte, Marie, Chantal, Thierry et Pierre. Avec un gros big up de Pestouille à son Parrain.

A ma maman, merci pour tout au cours de ces dernières 28 années. Merci en particulier de m'avoir fait confiance quand j'ai dit que je voulais devenir géologue, de ne pas m'avoir fait quitter l'école après ma première soirée trop arrosée comme tu m'en avais menacée, de t'être immergée dans la culture des cailloux pour suivre mes élucubrations lors des déjeuners du dimanche, voir même venir à la chasse aux fossiles avec moi. A mon papa, merci aussi pour tout. La géologie te parlait peu même si tu étais fier, je crois que tu as vraiment compris, toi l'amoureux de la mer et des bateaux, le jour où je t'ai dit que je partais sur le *Pourquoi Pas ?*, je me souviendrai longtemps du regard que tu as eu à ce moment-là. Depuis il y a eu entre autre Poppa Chubby et un cours d'anthologie sur les turbidites. Merci à vous deux de m'avoir soutenue contre vents et marées, même quand vous ne compreniez plus ni mes changements d'humeur ni le pourquoi du comment de tout ce cirque. Merci à tonton Eric d'être venu à Bordeaux. Et parce que c'est le paragraphe famille, et que j'ai promis à certaines d'entre vous que j'oserai les citer ici (n'ayons peur de rien), merci à mon Toutouf de m'avoir accompagné si fidèlement pendant 15 ans (et de m'avoir quitté au pire des moments) et pour être devenu cet hybride mi-chat mi-éléphant que j'aimais tant. Merci à Nounou d'avoir pris la relève, en version un poil plus fatigante mais tout aussi attach(i)ante.

Vous avez vraiment cru que j'allais vous oublier ? Toutes mes pensées et mon affection vont à Gwen, mon amie de toujours (CM2 tout de même, ce qui explique une certaine affection partagée pour les Spice Girls), à Claire, la plus jeune mais sûrement la plus sage, dont l'amitié m'est si précieuse et dont l'addiction à Britbrit équivaut presque à la mienne. Et à Eva, ma Vavou, ma complice depuis 15 ans. Des plus grands fou-rides au moment les plus douloureux, tu as toujours été là. Là encore, il me faudrait un roman pour tout écrire. Pour faire succinct, merci à toi pour Salomé de Bahia, la valise oubliée dans le Rer (pardon), les soirées Daim, Hyères, les heures au téléphone, rituel initié dès l'adolescence (pardon Martial & Véronique, à l'époque la téléphonie n'était pas illimitée...). Parce que tu as été convertie de gré ou de force, merci de m'écouter parler Caillou, pour la table basse à *Orthoceras*, ton émerveillement face à la pyrite et ton goût immodéré pour les pop-corn. Surtout, plus que tout et par-dessus tout, merci de m'avoir emmené voir Austin Power 2... J'ai toujours été touchée par les dédicaces de thèse, dédiant le plus souvent le manuscrit à une personne chère disparue au cours de la thèse, à un proche de la famille ou, idéalement, au compagnon de vie, qui partage le quotidien et supporte les aléas de la thèse (euh, comment dire...). Evidemment la dédicace n'est pas une obligation, mais j'avais vraiment envie d'en faire une, alors... Depuis quelques temps, j'ai remarqué que les gens étaient surpris, voir admiratifs, quand je dis que je viens vous voir en vous appelant mes « amies de collège/lycée » (dénomination la plus simple). Alors, vu que j'ai traversé plus de la moitié de mon existence à vos côtés, il me semble que ça a du sens de vous dédier cette thèse à vous 3, Gwen, Claire et Eva.

Table des matières

INTRODUCTION	- 13 -
---------------------	---------------

CHAPITRE 1 : ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES MARINS PROFONDS - LA SEDIMENTATION GRAVITAIRE EN MILIEU SILICOCLASTIQUE	- 17 -
--	---------------

1. Les processus gravitaires	- 19 -
1.1. Les mouvements en masse	- 19 -
1.2. Les écoulements gravitaires	- 19 -
1.2.1. Les écoulements laminaires	- 20 -
1.2.2. Les écoulements turbulents	- 22 -
2. Eléments architecturaux des systèmes turbiditiques profonds	- 25 -
2.1. Les canyons sous-marins	- 26 -
2.2. Le complexe chenal-levée	- 29 -
2.3. La zone de transition chenal-lobe	- 33 -
2.4. Les lobes	- 34 -
3. Les avancées récentes dans la compréhension de la dynamique gravitaire en domaine marin profond	- 35 -
3.1. Les écoulements hybrides	- 35 -
3.2 Les écoulements supercritiques et les figures sédimentaires associées	37
3.2.1 Généralités sur la dynamique des fluides	37
3.2.2. Structures sédimentaires en conditions d'écoulements supercritiques	40
3.2.3 Les <i>cyclic steps</i> sous-marins	42

CHAPITRE 2 : CONTEXTE GEOLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTAL DU GOLFE DE GASCOGNE	45
---	-----------

1. Histoire structurale du golfe de Gascogne	- 47 -
1.1. Héritage anté-rift	- 47 -
1.2. Phase de rifting : structuration du golfe de Gascogne du Jurassique supérieur au Crétacé	- 47 -
1.3. Phase compressive du Crétacé au Miocène et histoire post collisionnelle	- 51 -
2. Physiographie et hydrodynamisme actuels du Golfe de Gascogne	- 52 -
2.1. La marge Nord-Gascogne	- 52 -
2.1.1. La plate-forme continentale	- 52 -
2.1.2. La pente continentale	- 54 -
2.1.3. Le glacis et les systèmes turbiditiques profonds Celtique et Armoricaïn	- 54 -
2.2. La marge Sud-Gascogne	- 55 -
2.2.1 La marge Aquitaine	- 55 -
2.2.1.1. La plate-forme continentale	- 55 -
2.2.1.2. La pente continentale	- 56 -
2.2.1.3. Le glacis	- 56 -
2.2.2. La marge Cantabrique	- 58 -
2.2.2.1. La plate-forme continentale	- 59 -
2.2.2.2. La pente continentale	- 59 -
2.2.2.3. Le glacis	- 60 -
2.3. Hydrodynamisme du Golfe de Gascogne	- 60 -
2.3.1. Le Golfe de Gascogne dans la circulation Atlantique	- 61 -
2.3.2. Circulation dans le Golfe de Gascogne	- 61 -

3. Glaciations et variations climatiques quaternaires	- 63 -
3.1. Généralités	- 63 -
3.1.1. Définition du Quaternaire	- 63 -
3.1.2. Origine des changements climatiques quaternaires	- 64 -
3.1.2.1. Notions sur les glaciations quaternaires	- 64 -
3.1.2.2. Variabilités climatiques millénaires au cours des épisodes glaciaires	- 66 -
3.2. Les glaciations quaternaires des Pyrénées	- 67 -
3.2.1. Généralités sur les Pyrénées	- 67 -
3.2.2. Les méthodes de datations des dépôts continentaux pyrénéens	- 67 -
3.2.3. Chronologie des glaciations pyrénéennes	- 68 -
CHAPITRE 3 : LES SYSTEMES TURBIDITIQUES DU CAP-FERRET ET DE CAPBRETON – ETAT DES CONNAISSANCES	- 73 -
1. Introduction	- 75 -
1.1. Initiation des systèmes turbiditiques	- 75 -
1.2. Evolution des systèmes turbiditiques jusqu'à l'actuel	- 77 -
2. Le canyon et le complexe chenai-levée du système turbiditique du Cap-Ferret	- 81 -
2.1. Morphologie du canyon de Cap-Ferret	- 81 -
2.2. Stratigraphie des dépôts	- 82 -
2.3. Evolution du canyon de Cap-Ferret du MIS 3 au MIS 1	- 83 -
3. Le canyon de Capbreton, mise en contexte	- 84 -
3.1. Historique des études menées sur le canyon de Capbreton	- 84 -
3.2. La tête du canyon de Capbreton	- 85 -
3.3. Les apports et l'activité sédimentaire récents dans le canyon de Capbreton	- 87 -
3.4. Morphologie des marges bordant le canyon de Capbreton	- 87 -
3.4.1. La marge Cantabrique	- 88 -
3.4.2. La marge Aquitaine et le plateau Landais	- 93 -
4. Convergence des canyons et zone distale, de l'existence d'un système turbiditique Cap-Ferret Capbreton ?	- 96 -
5. Les sources de ces systèmes turbiditiques depuis le Plio-Pléistocène	- 98 -
5.1. Les apports via le canyon du Cap-Ferret, plusieurs hypothèses	- 98 -
5.1.1. La situation actuelle	- 98 -
5.1.2. Le bassin versant Garonne - Dordogne	- 98 -
5.1.3. Le bassin versant de la Leyre	- 100 -
5.2. Le bassin versant de l'Adour, lien historique avec le canyon de Capbreton	- 102 -
5.2.1. Hydrologie	- 102 -
5.2.2. Contexte géologique	- 104 -
5.3. Les bassins versants de la marge Cantabrique : alimentation des canyons de Capbreton et de Torrelavega	- 106 -
5.3.1 Hydrologie	- 108 -
5.3.2. Contexte géologique	- 109 -
CHAPITRE 4 : MATERIELS ET METHODES	- 112 -
1. Données disponibles	- 114 -
2. Données acoustiques	- 115 -
2.1. Données multifaisceaux	- 115 -

2.2. Sondeur de sédiments CHIRP	- 117 -
2.3. Données sismiques	- 118 -
2.4. Données SAR/Pasir	- 118 -
3. Les données de pénétrométrie	- 119 -
4. Les données sédimentologiques	- 120 -
4.1. Photographie et description	- 120 -
4.2. Paramètres physiques	- 120 -
4.3. Radiographie rX, Scopix	- 121 -
4.4. Granulométrie	- 122 -
4.5. Lames minces	- 124 -
4.6. Géochimie élémentaire, XRF	- 124 -
4.7. Stratigraphie et corrélation de carottes	- 125 -
CHAPITRE 5: LE SYSTEME TURBIDITIQUE DE CAPBRETON	- 130 -
1. Le canyon de Capbreton et son prolongement, le canyon de Santander	- 134 -
1.1. Morphologie récente du canyon de Capbreton-Santander	- 134 -
1.2. Carottes	- 143 -
1.2.1. Le transect amont	- 143 -
1.2.2. Le transect aval	- 150 -
NOTE 1 : 2000 years of frequent turbidite activity in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay)	- 157 -
1.2.3. La terminaison du système turbiditique de Capbreton-Santander	- 175 -
2. La bordure Nord du canyon de Capbreton : plateau et glissement Landais	- 179 -
2.1. Le plateau Landais, une zone préservée	- 179 -
2.2. Le glissement landais, une zone destabilisée	- 185 -
2.2.1. Les faciès sédimentaires des sédiments superficiels du glissement Landais	- 187 -
2.2.2. Corrélation du transect de carottes	- 189 -
3. La bordure Sud du canyon de Capbreton : la marge Cantabrique et ses canyons	- 193 -
3.1. Les canyons courts de la marge Cantabrique	- 196 -
3.2. L'interfluve Costarenkala, la sédimentation hémipélagique de la marge Cantabrique	- 198 -
CHAPITRE 6 : LE SYSTEME TURBIDITIQUE DU CAP-FERRET : COMPLEXE CHENAL-LEVEE ET ZONE DE TRANSITION CHENAL-LOBES	- 202 -
1. Charte d'analyse des données de sub-surface	- 204 -
1.1. Cartographie des données d'imagerie (réflectivité du fond)	- 204 -
1.2. Cartographie des données de sondeur de sédiments CHIRP	- 206 -
1. Le complexe chenal-levé du système turbiditique du Cap-Ferret	- 215 -
1.1. Le complexe chenal-levé du système turbiditique de Cap-Ferret : analyses morpho-bathymétriques	- 215 -
1.2. Activité de la levée au cours des derniers 20 000 ans	- 222 -
2. La zone de transition chenal-lobe du système turbiditique du Cap-Ferret	- 225 -
NOTE 2 : La zone de transition chenal-lobe - The Cap-Ferret Chanel-Lobe Transition Zone : uncommon interplay of sediment waves and scours	- 225 -
INTRODUCTION	- 225 -
REGIONAL SETTING	- 225 -
DATA AND METHODS	- 227 -
RESULTS	- 228 -

DISCUSSION - CONCLUSION	- 234 -
CHAPITRE 7 : DISCUSSION	- 247 -
1. Quelles sources pour les systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton ?	- 248 -
1.1. Paléo-Dordogne, Paléo-Garonne, Paléo-Leyre : des sources du système turbiditique du Cap-Ferret ?	- 248 -
1.2. La marge cantabrique, un indice supplémentaire pour la datation de la déglaciation pyrénéenne ?	- 251 -
1.3. Les canyons cantabriques : quelle origine et quel impact sur le système turbiditique de Capbreton ?	- 253 -
1.4. Le canyon de Torrelavega : quelle contribution ?	- 254 -
2. Le système turbiditique de Capbreton, un nouveau regard	- 256 -
2.1. La déconnexion de la tête du canyon avec l'Adour a-t-elle un impact sur l'activité sédimentaire ?	- 256 -
2.2. Le canyon de Capbreton, un piège pour les sédiments holocènes	- 257 -
2.3. Le canyon de Santander : quel rôle au sein du système turbiditique de Capbreton ?	- 260 -
2.4. Dynamique sédimentaire du système turbiditique de Capbreton : quels contrôles ?	- 262 -
3. Le système turbiditique du Cap-Ferret : nouvelles avancées dans la compréhension des systèmes turbiditiques	- 265 -
3.1. Complexe chenal-levée du système turbiditique du Cap-Ferret : la levée sud, la mal-aimée	- 265 -
3.2. La zone de transition chenal-lobe du Cap-Ferret : les scours et leur incidence dans les modèles de systèmes turbiditiques	- 266 -
3.3. La dépression de la CLTZ : la zone active du système turbiditique du Cap-Ferret	- 268 -
3.4. Dynamique sédimentaire du système turbiditique du Cap-Ferret : quels contrôles ?	- 270 -
4. Le sud du Golfe de Gascogne, deux systèmes turbiditiques, une dynamique sédimentaire	- 271 -
4.1. La zone de confluence entre les systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton	- 271 -
4.2. Modèle de fonctionnement sédimentaire du Sud du golfe de Gascogne au cours des MIS 1 et 2	- 272 -
CONCLUSION ET PERSPECTIVES	- 279 -
1. Rappel des différents objectifs	- 280 -
2. Principaux résultats	- 280 -
2.1. Les sources des systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton	- 280 -
2.2. Morphologie, architecture et dynamique sédimentaire du système turbiditique de Capbreton	- 282 -
2.3. Morphologie, architecture et dynamique sédimentaire du complexe chenal-levée et de la zone de transition chenal-lobe du système turbiditique du Cap-Ferret	- 283 -
2.4. Dynamique sédimentaire régionale du sud du golfe de Gascogne	- 284 -
3. Les perspectives	- 284 -
Références bibliographiques	- 285 -

Table des illustrations

FIGURE 1 : SYNTHÈSE DES PRINCIPAUX TYPES D'ÉCOULEMENTS GRAVITAIRES ET DÉPÔTS ASSOCIÉS, D'APRÈS D'APRÈS (MULDER ET ALEXANDER (2001) IN ETIENNE (2012)).	21 -
FIGURE 2 : DESCRIPTION DE LA SÉQUENCE DE BOUMA (1962), DÉCRIVANT LA SÉQUENCE DE FACIES CLASSIQUE DES ÉCOULEMENTS TURBULENTS, ASSOCIÉE À LA SÉQUENCE DE LOWE (1982) DÉFINISSANT LES FACIES DE DÉPÔTS DES ÉCOULEMENTS HYPERCONCENTRÉS ET DE LA SÉQUENCE DE STOW ET SHANMUGAM (1980) DÉCRIVANT LES ÉCOULEMENTS CONCENTRÉS À DILUÉS (D'APRÈS SHANMUGAM, 2000).	23 -
FIGURE 3 : MODÈLE DE KNELLER MONTRANT L'ÉVOLUTION TEMPORELLE ET SPATIALE DES ÉCOULEMENTS (KNELLER, 1995, KNELLER ET BRANNEY, 1995).	25 -
FIGURE 4 : CLASSIFICATION DES SYSTÈMES TURBIDITIQUES PROFONDS DE READING ET RICHARDS (1994), BASÉE SUR LA GRANULARITÉ DOMINANTE DE L'APPORT SÉDIMENTAIRE ET LA NATURE DU SYSTÈME NOURRICIER (D'APRÈS RICHARDS ET BOWAN, 1998 ; READING & RICHARDS, 1994).	26 -
FIGURE 5 : MORPHOLOGIE DES TÊTES ARRONDIES DES CANYONS DU PETIT BANC DES BAHAMAS (MULDER ET AL., 2012)	28 -
FIGURE 6 : COMPARAISON DE SECTIONS TRANSVERSES DANS DIFFÉRENTS CANYONS SOUS-MARINS DE PAR LE MONDE, MONTRANT LES DIVERSITÉS DE PROFONDEUR D'INCISION, DE LARGEUR ET DE MORPHOLOGIE. CES PROFILS, COMPILÉS DANS L'ÉTUDE DE (NORMARK ET CARLSON, 2003), PROVIENNENT DES ÉTUDES SUIVANTES : (CARLSON ET KARL, 1988) POUR LES SOUS-MARINS CANYONS DE BEHRING, MONTEREY, NAVARIN ET ZHEMCHUG ET LE GRAND CANYON (USA), (DAMUTH ET KUMAR, 1975) POUR LE CANYON DE L'AMAZONE, (STEVENSON ET EMBLEY, 1987) POUR LE CHENAL HORIZON, (SHEPARD ET BUFFINGTON, 1968) POUR LE CANYON DE LA JOLLA, (PIPER ET NORMARK, 1982) POUR LA VALLÉE DU SAINT LAURENT, (SHEPARD, 1973) POUR LE SWATCH, (SHEPARD, 1973, CURRAY ET MOORE, 1974) POUR LE SWATCH OF NO GROUND ET (HEEZEN ET AL., 1964) POUR LE ZAÏRE.	29 -
FIGURE 7 : ÉVOLUTION LONGITUDINALE DES CHENAUX DE L'AMAZONE (FLOOD ET AL., 1991) ET DU ZAÏRE (BABONNEAU, 2002) TRADUISANT LE PASSAGE DE COMPLEXE EN INCISION VERS DES COMPLEXES CONSTRUCTIFS IN (MULDER, 2001).	31 -
FIGURE 8 : A : PHÉNOMÈNE D'Overspill ou Overbank (HISCOTT ET AL., 1997). B : PHÉNOMÈNE DE FLOW STRIPPING (PIPER ET NORMARK, 1983).	32 -
FIGURE 9 : DÉVELOPPEMENT D'UN PHÉNOMÈNE D'AVULSION DANS UN COMPLEXE CHENAL-LEVÉE (BABONNEAU, 2002).	32 -
FIGURE 10 : ILLUSTRATION D'UN POINT D'AVULSION DANS UN SYSTÈME TURBIDITIQUE ACTUEL, LE MONTEREY FAN, MARQUANT LES PRÉLIMINAIRES D'UNE AVULSION (FILDANI ET NORMARK, 2004, FILDANI ET AL., 2013).	32 -
FIGURE 11 : REPRÉSENTATION D'UNE ZONE DE TRANSITION CHENAL-LOBE (CLTZ (WYNN ET AL., 2002)). A : CAS D'UN LOBE SABLEUX. B : CAS D'UN LOBE ARGILEUX (WYNN ET STOW, 2002, BONNEL, 2005).	34 -
FIGURE 12 : TERMINOLOGIE DES GÉOMÉTRIES DE LOBE. LE LOBE DEVIENT UN CORPS SÉDIMENTAIRE D'ÉCHELLE INTERMÉDIAIRE ENTRE LES LOBE COMPLEXES, UN ENSEMBLE REPRÉSENTATIF À L'ÉCHELLE D'UN BASSIN, ET LES LOBE BEDS, DES UNITÉS GÉOMÉTRIQUES REPRÉSENTATIVES D'ÉVÉNEMENTS UNIQUES. D'APRÈS (PRELAT ET AL., 2009) IN (MULDER ET ETIENNE, 2010).	36 -
FIGURE 13 : A : SCHEMA DE CLASSIFICATION DES DÉPÔTS MIS EN PLACE PAR ÉCOULEMENTS GRAVITAIRES EN FONCTION DE LEUR NATURE COHESIVE, NON-COHESIVE OU TRANSITIONNELLE (ÉCOULEMENTS HYBRIDES). B : LES DÉPÔTS DE DÉBRITES ET TURBIDITES DOMINENT LES DÉPÔTS DES SYSTÈMES TURBIDITIQUES MARINS PROFONDS ET CORRESPONDENT À UNE DILUTION DE PLUS EN PLUS IMPORTANTE DE L'ÉCOULEMENT GRAVITAIRE VERS L'AVAL. CÉPENDANT, CERTAINS SYSTÈMES MONTRENT DES DÉPÔTS DE TYPE PLUS COHÉSIF EN TERMINAISON DE SYSTÈMES (FRANGE) QUI SONT INTERPRÉTÉS COMME RESULTANT D'ÉCOULEMENTS HYBRIDES (HAUGHTON ET AL., 2009).	38
FIGURE 14 : RÉGIME D'ÉCOULEMENT LIBRE EN FONCTION DES VALEURS CRITIQUES DES NOMBRES DE FROUDE ET DE REYNOLDS (IN COJAN ET RENARD, 2013).	39
FIGURE 15 : A : CHUTES-AND-POOLS- B : CYCLIC STEPS (KOSTIC, 2011).	41
FIGURE 16 : REPRÉSENTATION IDÉALISÉE DE L'ÉVOLUTION DES COURANTS SUPERCRITIQUES EN FONCTION DE L'AUGMENTATION DU NOMBRE DE FROUDE, ET FIGURES SÉDIMENTAIRES ASSOCIÉES (CARTIGNY ET AL., 2014). LE COURANT S'ÉCOULE DE LA DROITE VERS LA GAUCHE ET L'ÉCHELLE VERTICALE EST EXAGÉRÉE POUR UNE MEILLEURE COMPRÉHENSION.	41
FIGURE 17 : MONTEREY FAN : ILLUSTRATION DES STRUCTURES LIÉES À DES CYCLIC STEPS NET-DÉPOSITIONNEL ET NET-ÉROSIFS (SCOURS) (D'APRÈS FILDANI ET AL., 2006 IN KOSTIC, 2011).	43

FIGURE 18 : KRAMIS RIDGE : SCOURS FROM NET EROSIONAL CYCLIC STEPS (BABONNEAU <i>ET AL.</i> , 2012).	44
FIGURE 19 : RECONSTRUCTION DES MOUVEMENTS DE ROTATION DE L'IBERIE, DE L'EUROPE ET DE L'AFRIQUE DEPUIS LE JURASSIQUE MOYEN, FAVORISANT LE MODELE D'OUVERTURE PAR DECROCHEMENT SENESTRE (ROSENBAUM <i>ET AL.</i> , 2002).....	49 -
FIGURE 20 : RECONSTITUTIONS DE L'ATLANTIQUE NORD ENTRE L'AFRIQUE ET LES ILES BRITANNIQUES EN 6 SCHEMAS DU LE JURASSIQUE SUPERIEUR AU CRETACE TERMINAL SELON VISSERS (2012B). CE MODELE ILLUSTRE PLUTOT LA THEORIE DE L'OUVERTURE EN CISEAUX.	50 -
FIGURE 21 : (A) (B) : RECONSTITUTIONS DE LA POSITION DE L'IBERIE A 118 MA (ANOMALIE MAGNETIQUE M0) SELON LES MODELES (A) DU DECROCHEMENT SENESTRE (OLIVET, 1996) ET (B) DE L'OUVERTURE EN CISEAUX (SIBUET <i>ET AL.</i> , 2004; SRIVASTAVA <i>ET AL.</i> , 1990B). (C) (D) (E) : EVOLUTION CINEMATIQUE DES PLAQUES IBERIE ET EURASIE TELLE QUE PROPOSEE PAR JAMMES <i>ET AL.</i> , (2009).	51 -
FIGURE 22 : PHYSIOGRAPHIE ET TOPONYMIE DU GOLFE DE GASCOGNE.	53 -
FIGURE 23 : REPRESENTATION 3D DE LA MARGE NORD-GASCOGNE AVEC REPORT DE LA POSITION DES SYSTEMES TURBIDITQUES CELTIQUE ET ARMORICAIN (ZARAGOSI <i>ET AL.</i> , 2006).	55 -
FIGURE 24 : CARTE STRUCTURALE DU SUD-EST DU GOLFE DE GASCOGNE (ROCA <i>ET AL.</i> , 2011). L'HERITAGE STRUCTURALE ET SON IMPACT SUR LA MORPHOLOGIE ACTUELLE DU SUD DU GOLFE DE GASCOGNE Y EST VISIBLE. EN PARTICULIER, LE FRONT NORD-PYRENEEN EST SCINDE PAR UNE ZONE D'ACCOMMODATION STRUCTURANT LE BANC LE DANOIS ET LE CANYON DE SANTANDER. .	57 -
FIGURE 25 : REPRESENTATION 3D DE LA MARGE AQUITAINE ET DU SYSTEME TURBIDITIQUE DU CAP-FERRET.	58 -
FIGURE 26 : PHYSIOGRAPHIE DE LA MARGE CANTABRIQUE. SUR CETTE FIGURE, IL EST MIS EN EVIDENCE LA SEPARATION ENTRE LA PARTIE EST DE LA MARGE, AVEC UNE PLATEFORME REDUITE ET UNE PENTE REIDE, ET LA PARTIE OUEST DE LA MARGE, AVEC UNE PLATEFORME PLUS ETENDUE ET UNE PENTE PLUS DOUCE COMPRENANT LE BANC LE DANOIS.....	60 -
FIGURE 27 : CIRCULATION DES COURANTS DANS L'ATLANTIQUE NORD. D'APRES REFFRAY <i>ET AL.</i> , 2008.	61 -
FIGURE 28 : SCHEMA DE LA CIRCULATION OCEANIQUE DANS LE GOLFE DE GASCOGNE. C.CF : CANYON DU CAP-FERRET. C.CB : CANYON DE CAPBRETON. C.T. : CANYON DE TORRELAVEGA. ADAPTEE D'APRES KOUSTIKOPOULOS ET LE CANN (1996) ET MULDER <i>ET AL.</i> (2012).....	62 -
FIGURE 29 : STRATIGRAPHIE DETAILLEE DU CENOZOÏQUE ACTUELLEMENT EN COURS DE VALIDITE (GIBBARD ET HEAD, 2009).	64 -
FIGURE 30 : CLIMATS GLACIAIRES ET VARIATIONS SOLAIRES. (A) COURBE DU $\Delta^{18}\text{O}$ AU COURS DES 3 DERNIERS MA (LISIECKI ET RAYMO, 2005). (B) COMPARAISON ENTRE L'OBLIQUITE (BLEUE) ET L'INSOLATION D'ETE (ROUGE). (C) COMPARAISON DE L'INSOLATION D'ETE DE L'HEMISPHERE NORD (AU 21 JUIN A 65°N, ROUGE) ET DE L'HEMISPHERE SUD (21 DECEMBRE 65°S, BLEUE). LE $\Delta^{18}\text{O}$ EST CONSIDERE COMME UN PROXY POUR LES VARIATIONS GLOBALES DE VOLUME DE GLACE QUI SONT SUPPOSEES ARRIVER MAJORITAIREMENT DANS L'HEMISPHERE DURANT CET INTERVALLE DE 3 MA. DE 3 MA A 1 MA, LE $\Delta^{18}\text{O}$ VARIE SELON UNE CYCLICITE DE 41 000 ANS CARACTERISTIQUE DE L'OBLIQUITE ET DE L'INSOLATION. AU DELA DE 1 MA, LES CYCLES S'ALLONGENT MONTRANT UNE CYCLICITE DE 100 000 ANS (RAYMO ET HUYBERS, 2008).....	65 -
FIGURE 31 : CORRELATION DES DIFFERENTES STRATIGRAPHIES DU PLEISTOCENE SELON (KUKLA, 2005)	69 -
FIGURE 32 : COMPARAISON ENTRE L'ANCIENNE STRATIGRAPHIE UTILISEE DANS LE GOLFE DE GASCOGNE, BASEE SUR LA STRATIGRAPHIE ALPINE, ET LA STRATIGRAPHIE MARINE ISOTOPIQUE (ZARAGOSI <i>ET AL.</i> , 2006).	69 -
FIGURE 33 : EXTENSION DES GLACIERS PYRENEENS AU QUATERNAIRE (DELMAS, 2009) (MODIFIEE D'APRES CALVET, 2004).	72 -
FIGURE 34 : CARTE BATHYMETRIQUE OMBREE DU SUD DU GOLFE DE GASCOGNE. EN SURIMPOSITION, LE SCHEMA STRUCTURAL DE LA ZONE TEL QUE PRESENTE PAR ROCA <i>ET AL.</i> (2011). CETTE CARTE MONTRE LE LIEN ETROIT ENTRE LA POSITION DES GRANDS TRAITS MORPHOSTRUCTURAUX ACTUELS TELS QUE LES CANYONS SOUS-MARINS ET L'HERITAGE STRUCTURAL. 1 : INTERFLUVE COASTARENKALA. 2. GLISSEMENT LANDAIS. ABBREVIATIONS : C. : CANYON ; FCNP : FRONT DE CHEVAUCHEMENT NORD-PYRENEEN.....	75 -
FIGURE 35 : INTERPRETATION DES PROFILS SISMIQUES DE LA MISSION MARCONI METTANT EN EVIDENCE LES CICATRICES D'EROSION A LA BASE DES SYSTEMES CAP-FERRET ET CAPBRETON (FERRER <i>ET AL.</i> , 2008).....	77 -
FIGURE 36 : RECONSTITUTION DE L'EVOLUTION ARCHITECTURALE DES SYSTEMES DU CAP-FERRET ET DE CAPBRETON DEPUIS L'OLIGOCENE SUPERIEUR JUSQU'AU PLIO-QUATERNAIRE. A : OLIGOCENE SUPERIEUR (CHATTIEN). B : OLIGOCENE TERMINAL-MIOCENE INFERIEUR (AQUITANIEN). C : MIOCENE INFERIEUR (BURDIGALIEN). D : MIOCENE MOYEN (LANGHIEN-SERRAVALIEN). E : MIOCENE SUPERIEUR (TORTONIEN-MESSINIEN). F : PLIO-QUATERNAIRE (IGLESIAS CRESPO, 2009)	80 -

FIGURE 37 : LE SYSTEME TURBIDITIQUE DU CAP-FERRET SELON LES LIMITES ET NOMENCLATURES DE CREMER (1983) SUR FOND BATHYMETRIQUE OMBREE ZEE ET SARGASS. LE TRAIT EN POINTILLE DE LA CARTE BATHYMETRIQUE CORRESPOND A LA COUPE BATHYMETRIQUE TRANSVERSALE EN BAS, MONTRANT LA MORPHOLOGIE EN U DU CANYON DE CAP-FERRET.	82 -
FIGURE 38 : HAUT - PROFILS BATHYMETRIQUES LONGITUDINAL ET TRANSVERSAL DE LA TETE DU CANYON DE CAPBRETON. BAS - RELEVÉ BATHYMETRIQUE ET INTERPRETATION DES MORPHOLOGIES DE LA TETE DU CANYON DE CAPBRETON. LES PROFILS AB ET EF SONT REPOSITIONNES SUR CETTE CARTE. D'APRES MAZIERES <i>ET AL.</i> (2014).	86 -
FIGURE 39 : A GAUCHE : CARTE BATHYMETRIQUE DE L'INTERFLUVE COSTARRENKALA OU SE METTENT EN PLACE DES POCKMARKS ISOLÉS OU ALIGNÉS. A DROITE : COUPE TRANSVERSALE DE L'INTERFLUVE DE COSTARRENKALA, GENERALISABLE A LA MARGE CANTABRIQUE (DES POCKMARKS SONT PRESENTS SUR L'ENSEMBLE DES INTERFLUVES DE LA MARGE).	89 -
FIGURE 40 : CARTE MORPHO-SEDIMENTAIRE DE LA MARGE CANTABRIQUE AU NIVEAU DU BANC LE DANOIS (ERCILLA <i>ET AL.</i> , 2008). ...	90 -
FIGURE 41 : PROFIL SISMIQUE A TRAVERS L'INTERFLUVE COSTARRENKALA (POSITION SUR LA FIGURE 39). LES FACIES SISMIQUE SONT IDENTIFIES SUR LE PROFIL SG99. LE FACIES SISMIQUE 1 EST ENTRE LE FOND BATHYMETRIQUE ET L'HORIZON BLEU MOYEN, LE FACIES SISMIQUE 2 DESCEND JUSQU'A L'HORIZON VERT SAPIN, LE FACIES SISMIQUE 3 S'ARRETE AU DERNIER HORIZON POINTE, EN ORANGE.	91 -
FIGURE 42 : INTERPRETATION DU PROFIL SG93 : Y SONT REPRESENTES LES TROIS FACIES SISMIQUES IDENTIFIEES (LE FACIES 2 ETANT PREPONDERANT). UNE SURFACE D'EROSION EST MISE EN EVIDENCE, SOULIGNANT L'EXISTENCE DE POSSIBLES PALEOCHENAU. MODIFIE D'APRES BAUDON <i>ET AL.</i> , 2013.	92 -
FIGURE 43 : CARTE DE LA MARGE AQUITAINE AVEC POSITIONNEMENT DES PROFILS SARGASS CHIRP ET SISMIQUE RAPIDE UTILISES, AINSI QUE LE PROFIL SISMIQUE ITS29 UTILISE DANS L'ETUDE DE GONTHIER <i>ET AL.</i> (2006). LES CADRES A, B ET C REFERENT AUX ZOOMS DE LA FIGURE 44.	93 -
FIGURE 44 : ZOOM SUR LES TROIS MORPHOLOGIES PARTICULIERES DU PLATEAU LANDAIS : LE GLISSEMENT LANDAIS (A), LE CHAMP DE SEDIMENT WAVES (B), LES ALIGNEMENTS DE PETITS POCKMARKS ET POCKMARKS GEANTS (C). BAS : PROFILS DE SISMIQUE RAPIDE TIREES A TRAVERS LE PLATEAU LANDAIS ET LES POCKMARKS GEANTS.	94 -
FIGURE 45 : PROFIL SISMIQUE ITS29 TRAVERSANT LE GLISSEMENT LANDAIS AVEC SON INTERPRETATION (GONTHIER <i>ET AL.</i> , 2006). LOCALISATION EN FIGURE 43.	95 -
FIGURE 46 : CARTE DES ECHO-FACIES 3,5 KHz DE LA ZONE DISTALE DU SYSTEME TURBIDITIQUE CAP-FERRET CAPBRETON REALISEE PAR MEZERAIS (1991).	97 -
FIGURE 47 : BASSIN VERSANT DE LA GARONNE - DORDOGNE.	99 -
FIGURE 48 : ISOPAQUES DE LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE SUPERFICIELLE DE LA MARGE NORD-AQUITAINE (BELLEC, 2003). LES FORTES ACCUMULATIONS NOTES (1), (2) ET (3) SONT INTERPRETES PAR BELLEC (2003) COMME DES " ACCUMULATIONS AUX DEBOUCHES DE PALEO-FLEUVES".	101 -
FIGURE 49 : MODELISATION DU TRAIT DE COTE NORD-ATLANTIQUE FRANÇAIS (TÖRNQVIST <i>ET AL.</i> , 2006) METTANT EN EVIDENCE LA PRESENCE D'ÎLES AU LARGE, A HAUTEUR DE L'ACTUEL ESTUAIRE DE LA GARONNE.	101 -
FIGURE 50 : LA CRUE DE FEVRIER 1952 A AIRE-SUR-L'ADOUR, IMAGE D'ARCHIVE (OUSTALET, 2012).	102
FIGURE 51 : BAREGES DEVASTEE PAR LA CRUE DE MAI 2013 (DARD, 2013).	103
FIGURE 52 : LITHOLOGIE SIMPLIFIEE DES ROCHES A L'AFFLEUREMENT DANS LE BASSIN DE L'ADOUR, B.R.G.M. (2013) AVEC, DANS LE TIERS SUD, DES FORMATIONS GRESEUSES ET CARBONATEES DOMINANTES A L'AFFLEUREMENT, ET DANS LES DEUX-TIERS NORD, DES FORMATIONS ARGILLO-SABLEUSES DOMINANTES.	105 -
FIGURE 53 : ÉTENDUE MAXIMALE DE LA CALOTTE PYRENEENNE AU COURS DU WÜRM, D'APRES CALVET <i>ET AL.</i> (2011) ET DELMAS (2009). CETTE EXTENSION MAXIMALE DE GLACE MONTRE QUE L'AMONT DU BASSIN VERSANT DE L'ADOUR EST CONCERNE PAR LES EPISODES DE GLACIATIONS DANS LES PYRENEES, DONT LES PRODUITS DE FONTE SONT EVACUES VERS L'AVAL DU BASSIN VERSANT. LES ISOBATHES 75 ET 120 ENCADRENT LA POSITION DU RIVAGE.	105 -
FIGURE 54 : GAUCHE : COURBES DE VARIATIONS DU NIVEAU MARIN EN 4 SITES DISTINCTS LE LONG DES COTES ATLANTIQUES FRANÇAISES D'APRES (LAMBECK, 1997). DROITE : PALEO-LITTORAL ET PALEO-BATHYMETRIE DU GOLFE DE GASCogne A 18 000 ANS (LAMBECK, 1997). LES COURBES DE NIVEAUX SONT ESPACEES DE 25 M ENTRE 100 M D'ALTITUDE ET 200 DE PROFONDEUR.	106 -
FIGURE 55 : PHYSIOGRAPHIE DES BASSINS VERSANTS BASCO-CANTABRIQUES. LA LIMITE DE BAS NIVEAU MARIN A -120 M MET EN EVIDENCE LA PROXIMITE DE LA TETE DES CANYONS AU TRAIT DE COTE LORS DE LORS DU LGM. L'EXTENSION DES GLACIERS WÜRMIEUS DANS LES MONTS CANTABRIQUES EST REPORTEE D'APRES SERRANO <i>ET AL.</i> (2013).	107 -

FIGURE 56 : CARTOGRAPHIE DES SEDIMENTS DU PLATEAU CANTABRIQUE ASSOCIEE AUX APPORTS PARTICULAIRES EN SUSPENSION DES PRINCIPAUX FLEUVES COTIERS. LE BASSIN DE L'ADOUR Y APPARAÎT COMME UN BASSIN VERSANT CERTES SIGNIFICATIF MAIS PAS DOMINANT D'APRÈS JOUANNEAU ET AL. (2008).....	108 -
FIGURE 57 : LITHOLOGIE DES ROCHES A L'AFFLEUREMENT DANS LES BASSINS VERSANTS CANTABRIQUES (I.G.M.E., 2013).....	109 -
FIGURE 58 : CARTE GENERALE DES DONNEES ACQUISES DURANT LA MISSION SARGASS ET UTILISEES DURANT CETTE THESE. LES POINTS NOIRS REPRESENTANT LES 17 CAROTTES PRELEVEES LORS DE LA CAMPAGNE. LES DONNEES BATHYMETRIQUES ISSUES DE CAMPAGNES PRECEDENTES SONT EN DEGRADE DE BLEU, CELLES DE LA MISSION SARGASS DANS UN DEGRADE ROUGE A BLEU.	116 -
FIGURE 59 : SCHEMA D'ACQUISITION DE L'OUTIL PASISAR (IFREMER, 2010).....	119 -
FIGURE 60 : ECHELLE COLORIMETRIQUE $L^*A^*B^*$	121 -
FIGURE 61 : EXEMPLE DE CARTOGRAPHIE DE LA GRANULARITE (CAROTTE PP10-09). POUR CHAQUE ECHANTILLON ANALYSE (ICI TOUS LES 5 CM), LA PROPORTION DE GRAINS DE CHAQUE CLASSE GRANULOMETRIQUE EST REPORTEE A LA QUANTITE TOTALE DE GRAINS (%). LA PROFONDEUR DU PRELEVEMENT DANS LA CAROTTE EST REPRESENTEE EN ORDONNEE ET LES VARIATIONS COLORIMETRIQUES DE LA LIGNE ASSOCIEES INDIQUENT LE POURCENTAGE DE REPRESENTATION DE LA CLASSE GRANULOMETRIQUE REPRESENTEE EN ABSCISSE. SUR CETTE EXEMPLE, L'AXE ROUGE-ORANGE ENTRE 4 ET 16 μ M INDIQUE QUE CES CLASSES GRANULOMETRIQUES QUE LES PLUS FORTES PROPORTIONS SONT PRESENTES : LA CAROTTE CONTIENT DES SEDIMENTS A MODE GRANULOMETRIQUE DOMINANT SILTO-ARGILEUX. PONCTUELLEMENT, L'INTENSITE DE COULEUR SE DEPLACE VERS DES CLASSES PLUS ELEVEES COMME A 980 CM : CELA MET EN EVIDENCE UN NIVEAU DE SABLES FINS.	123 -
FIGURE 62 : LAME MINCE ET RADIOGRAPHIE RX D'UNE SEQUENCE TURBIDITIQUE FINE TYPIQUE DES TERRASSES DU CANYON DE CAPBRETON (CAROTTE PP10-06). LES TIRETS REPRESENTENT LES POINTS ECHANTILLONNES POUR DES ANALYSES GRANULOMETRIQUES. CELLES-CI MONTRENT UNE REPARTITION BIMODALE DE LA GRANULARITE A LA BASE DES SEQUENCES TURBIDITQUES QUI EVOLUE PROGRESSIVEMENT VERS UNE REPARTITION UNIMODALE AU SOMMET DES SEQUENCES.	124 -
FIGURE 63 : CARTE GENERALE DE LA REGION DU CANYON DE CAPBRETON AVEC REPORT DE LA TOPONYMIE UTILISEE AU COURS DE CETTE THESE.....	132 -
FIGURE 64 : CLASSIFICATION ET DESCRIPTION DES ECHO-FACIES DE LA REGION DU CANYON DE CAPBRETON APRES ANALYSES DES DONNEES DE SONDEUR DE SEDIMENTS CHIRP.....	132 -
FIGURE 65 : CARTOGRAPHIE DES ECHO-FACIES DE LA REGION DU CANYON DE CAPBRETON AVEC REPORT DES PROFILS CHIRP PRESENTES PRECEDEMMENT.	133 -
FIGURE 66 : HAUT : PROFILS BATHYMETRIQUES TRANSVERSAUX DES CANYONS DE CAPBRETON ET SANTANDER AVEC MESURE DE LA PENTE DES FLANCS DROIT ET GAUCHE. BAS : CARTE BATHYMETRIQUE AVEC REPORT TRAITS DE COUPE. LES COUPES CB SONT TRANSVERSES AU CANYON DE CAPBRETON, LA COUPE CBS A CELUI DE SANTANDER ; LES CHIFFRES ASSOCIES REPRESENTENT L'ELOIGNEMENT EN KILOMETRES ENTRE LA TETE DU CANYON DE CAPBRETON ET LE TRAIT DE COUPE.	136 -
FIGURE 67 : CARTE BATHYMETRIQUE OMBREE DU CANYON DE SANTANDER ASSOCIEE A UNE COUPE BATHYMETRIQUE TRANSVERSALE..	137 -
FIGURE 68 : HAUT - REPRESENTATION EN CARTE DE L'ELEVATION DES TERRASSES AU-DESSUS DU THALWEG DE CAPBRETON. BAS GAUCHE - EXTRAIT DE LA CARTOGRAPHIE DES TERRASSES DE CAPBRETON EN FONCTION DES 4 GRANDES MORPHOLOGIES IDENTIFIEES. BAS DROIT — REPRESENTATION DE L'ENSEMBLE DES TERRASSES CARTOGRAPHIEES EN FONCTION DE LEUR SUPERFICIE ET DE LEUR ELEVATION. CES DIFFERENTS ELEMENTS MONTRENT LES CARACTERISTIQUES COMMUNES DES TERRASSES ALLONGEES ET ALLONGEES-ARRONDIES, ET LA PARTICULARITE DES TERRASSES HEMISPHERIQUES QUI SONT LES PLUS ELEVEES EN MOYENNE. ...	139 -
FIGURE 69 : PROFIL CHIRP AU TRAVERS DES TERRASSES ET DU THALWEG DU CANYON DE CAPBRETON. LA POSITION DU PROFIL EST REPORTEE SUR LA CARTE DES ECHO-FACIES DE LA REGION DU CANYON DE CAPBRETON (FIGURE 65).....	140 -
FIGURE 70 : PROFIL BATHYMETRIQUE DU THALWEG DU CANYON DE CAPBRETON.....	142 -
FIGURE 71 : ETUDE DE LA SINUSITE DU THALWEG DE CAPBRETON-SANTANDER SELON 3 RESOLUTIONS DIFFERENTES (PAS DE 2 KM, 10 KM, 25 KM).	142 -
FIGURE 72 : COUPE BATHYMETRIQUES TRANSVERSES A LA TERMINAISON DU SYSTEME TURBIDITIQUE DE CAPBRETON-SANTANDER ET DE TORREAVEGA.	142 -
FIGURE 73 : CCOUPE BATHYMETRIQUES TRANSVERSES A LA TERMINAISON DU SYSTEME TURBIDITIQUE DE CAPBRETON-SANTANDER	142 -
FIGURE 74 : PROFIL SONDEUR DE SEDIMENT AU TRAVERS DU CANYON DE SANTANDER.....	143 -

FIGURE 75 : CARTE BATHYMETRIQUE AVEC LOCALISATION DES TROIS CAROTTES DU "TRANSECT AMONT", PRELEVEES DANS LE CANYON A UNE DOUZAINES DE KILOMETRES DE LA TETE.	144 -
FIGURE 76 : CALIBRATION DE L'ECHO-FACIES I.2 PAR LES CAROTTES DU TRANSECT AMONT. POUR LA CAROTTE PP10-10, LE PASSAGE DU FACIES TURBIDITIQUE AU FACIES DE DEBRITE A PU ETRE CORRELE A UN REFLECTEUR SOUS-JACENT. POUR LA CAROTTE PP10-09, LA DIMINUTION DE L'AMPLITUDE DU SIGNAL DE LA BASE VERS LE SOMMET DE LA CAROTTE TRADUIT UNE GRANODECROISSANCE DES DEPOTS.	144 -
FIGURE 77 : LITHOLOGIE DE LA CAROTTE PP10-09.	146 -
FIGURE 78 : MODELE D'AGE DE LA CAROTTE PP10-09 BASE SUR 3 DATES ¹⁴ C.	147 -
FIGURE 79 : LITHOLOGIE DE LA CAROTTE PP10-10 AVEC UN ZOOM SUR LES SEQUENCES TURBIDITIQUES ET UNE ILLUSTRATION DU FACIES DE DEBRITE. REMARQUE : LE TERME Tb DES SEQUENCES DE BOUMA EST RELATIVEMENT MAL EXPRIME.	148 -
FIGURE 80 : LITHOLOGIE DE LA CAROTTE PP10-11.	149 -
FIGURE 81 : CARTE BATHYMETRIQUE AVEC REPARTITION DES CAROTTE DU TRANSECT AVAL ET POSITIONNEMENT DU PROFIL CHIRP PP104 (FIGURE 82).	151 -
FIGURE 82 : CALIBRATION DE L'ECHO-FACIES I.2 PAR LES CAROTTES DU TRANSECT AVAL.	152 -
FIGURE 83 : LITHOLOGIE COMPAREE DU PREMIER METRE DES CAROTTES DU TRANSECT AVAL.	153 -
FIGURE 84 : RX DE LA CAROTTE PP10-05.	154 -
FIGURE 85 : RX DE LA CAROTTE PP10-06.	155 -
FIGURE 86 : MODELE D'AGE DE LA CAROTTE PP10-07 A PARTIR DE 8 DATES ¹⁴ C.	156 -
FIGURE 87 : RX, GRANULOMETRIE ET TI/CA DE LA CAROTTE PP10-07.	156 -
FIGURE 88 : CARTE BATHYMETRIQUE DE LA TERMINAISON DU CANYON DE SANTANDER MONTRANT LA POSITION DE LA CAROTTE PP10-08 SUR LA RIVE GAUCHE DE LA BRANCHE EST DU CANYON.	175 -
FIGURE 89 : CALIBRATION DE L'ECHO-FACIES I.2 PAR LA CAROTTE PP10-18.	176 -
FIGURE 90 : LITHOLOGIE DE LA CAROTTE PP10-18 PRELEVEE SUR LA TERRASSE (RIVE GAUCHE) DU MEANDRE ABANDONNE DU CANYON DE SANTANDER, ASSOCIEE A L'ABONDANCE DE <i>N. PACHYDERMA</i> (S.), LA GRANULOMETRIE, ET LES DONNEES DU FLUORESCENCE Zr, Ti/CA ET Si.	178 -
FIGURE 91 : LITHOLOGIE DE LA CAROTTE PP10-17 PRELEVEE SUR LE PLATEAU LANDAIS ASSOCIEE AUX MESURES DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE, AUX PROPORTIONS EN <i>N. PACHYDERMA</i> (S.) ET AUX DECILES 90 ET 50 DES MESURES GRANULOMETRIQUES. LA CARTE INDIQUE LA POSITION DE LA CAROTTE, SUR LA TERMINAISON OUEST DU PLATEAU LANDAIS.	180 -
FIGURE 92 : HAUT : LES NIVEAUX DE HEINRICH : IDENTIFICATION A L'OUVERTURE, EN RX, PAR LES DONNEES DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE ET DE COLORIMETRIE. BAS : DISTRIBUTION GRANULOMETRIQUE AU SEIN D'UN NIVEAU DE HEINRICH (NIVEAU 840 CM DE LA CAROTTE PP10-17, SOIT LE NIVEAU D'HEINRICH 4) MONTRANT LES DEUX POPULATIONS DE GRAINS A ± 6 ET 150 μ m.	181 -
FIGURE 93 : CALIBRATION PAR CAROTTAGE DE L'ECHO-FACIES I.1 PAR LA CAROTTE HEMIPELAGIQUE PP10-17.	182 -
FIGURE 94 : CORRELATION ENTRE LA CAROTTE PP10-17, REFERENCE POUR LA ZONE DE CAPBRETON, ET LA CAROTTE MD95-2002, REFERENCE POUR LE GOLFE DE GASCOGNE (MENOT ET AL., 2006 ; ZARAGOSI ET AL., 2006 ; TOUCANNE ET AL., 2008) EN SE BASANT SUR LES DONNEES DE MICROFAUNE, DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE ET DE FLUORESCENCE-X (RAPPORT Ti/CA). (Y.D.= YOUNGER DRYAS).	184 -
FIGURE 95 : MODELE D'AGE DE LA CAROTTE PP10-17 ET COMPARAISON DES TAUX DE SEDIMENTATION AVEC LA CAROTTE MD95-2002.	185 -
FIGURE 96 : PROFIL CHIRP AU TRAVERS DU GLISSEMENT LANDAIS PRESENTANT L'ECHO-FACIES LITE (I.1) CARACTERISTIQUE DU PLATEAU LANDAIS ET L'ECHO-FACIES HYPERBOLIQUE (II.1) CARACTERISTIQUE DE LA CICATRICE DE GLISSEMENT. LA POSITION DU PROFIL EST REPORTEE SUR LA CARTE DES ECHO-FACIES DE LA REGION DU CANYON DE CAPBRETON (FIGURE 65).	185 -
FIGURE 97 : VUE 3D (EXAGERATION * 2,5) DU REBORD DE LA PLATE-FORME AQUITAINE, CENTREE SUR LE GLISSEMENT LANDAIS.	186 -
FIGURE 98 : CARTE BATHYMETRIQUE OMBREE, CENTREE SUR LE GLISSEMENT LANDAIS. LES CAROTTES PP10-12, PP10-13, PP10-14 SONT LOCALISEES SUR LE GLISSEMENT ET SUR UNE COUPE TRANSVERSALE AUX NIVEAUX ETAGES (EN BAS A GAUCHE).	187 -
FIGURE 99 : LITHOLOGIE DES CAROTTES PP10-12, PP10-13 ET PP10-14 AVEC UNE ILLUSTRATION EN IMAGERIE RX DES 4 FACIES RENCONTRES DANS CES CAROTTES.	191 -
FIGURE 100 : CORRELATION ENTRE LES CAROTTES PP10-12, PP10-13 ET PP10-14 BASEE SUR LA LITHOLOGIE, LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE, LA COLORIMETRIE (L* REPRESENTANT LA CLARTE DU SEDIMENT) ET LES DONNEES DE FLUORESCENCE-X	

(DISPONIBLES POUR LES CAROTTES PP10-14 ET PP10-12 UNIQUEMENT). LES TRIANGLES NOIRS REPRESENTENT LES 2 DATES ¹⁴ C REALISEES SUR LA CAROTTE PP10-14. LES POINTS DE CONTROLES UTILISES POUR LA CORRELATION SONT REPRESENTES PAR DES LIGNES POINTILLES ET SONT REFERENCES DANS LE TEXTE DE 1 A 11, DANS L'ORDRE DE SUCCESSION DEPUIS LE SOMMET DE LA CAROTTE VERS LA BASE.	192 -
FIGURE 101 : PROFIL CHIRP AU TRAVERS DU GLISSEMENT LANDAIS. CE PROFIL EST AXE SUR LES DIFFERENTS NIVEAUX ETAGES DEVELOPPES EN PARTICULIER SUR LE REBORD NORD DU GLISSEMENT. CES NIVEAUX ETAGES ONT UN ECHO-FACIES LITES MAIS CELUI-CI N'APPARAÎT QUE LOCALEMENT ET N'EST AINSI PAS REPRESENTABLE A L'ECHELLE DE LA CARTE D'ECHO-FACIES DE LA REGION DU CANYON DE CAPBRETON. LES CAROTTES PP10-12 A 14 ETANT PRELEVEES SUR CES NIVEAUX ETAGES, ELLES PERMETTENT UNE CALIBRATION LOCALE DES ECHO-FACIES DANS LE GLISSEMENT LANDAIS. LA CICATRICE DE GLISSEMENT EST DOMINEE PAR LE FACIES HYPERBOLIQUE II.1 VISIBLE SUR LE PROFIL CHIRP DE LA FIGURE 96. LES LIMITES DE CHACUNE DES CAROTTES SONT REPRESENTEES PAR UN RECTANGLE ROUGE ; LES TRAITS ROUGES REPRESENTENT LES NIVEAUX DES CAROTTES IDENTIFIES DANS LE CHIRP. LE PASSAGE DU FACIES TURBIDITIQUE AU FACIES HEMIPELAGIQUE CREE PAR UN EXEMPLE UN FORT CONTRASTE D'IMPEDANCE QUI SE TRADUIT PAR UN REFLECTEUR DE FORTE AMPLITUDE.	193 -
FIGURE 102 : VUE 3D (EXAGERATION *3) DE LA MARGE CANTABRIQUE CENTREE SUR L'INTERFLUVE COSTARRENKALA ET LES PREMIERS CANYONS TRIBUTAIRES QUI L'INCISENT. LA 3D PERMET UNE BONNE VISUALISATION DU DEBOUCHE DES CANYONS PLUSIEURS CENTAINES DE METRES AU-DESSUS DU THALWEG.	194 -
FIGURE 103 : PROFIL CHIRP AU TRAVERS DE LA MARGE CANTABRIQUE ILLUSTRANT LES DEUX PRINCIPAUX ECHO-FACIES DE LA MARGE. LA POSITION DU PROFIL EST REPORTEE SUR LA CARTE DES ECHO-FACIES DE LA REGION DU CANYON DE CAPBRETON (FIGURE 65). -	195 -
FIGURE 104 : PROFIL CHIRP AU TRAVERS DE LA PENTE DE LA MARGE CANTABRIQUE MONTRANT L'ECHO-FACIES DE PENTE II.2 ET CELUI DES THALWEG DES CANYONS CANTABRIQUES II.3 LA POSITION DU PROFIL EST REPORTEE SUR LA CARTE DES ECHO-FACIES DE LA REGION DU CANYON DE CAPBRETON (FIGURE 65).	195 -
FIGURE 105 : PROFILS DE PENTE DES CANYONS DE LA MARGE CANTABRIQUE. LES CANYONS SONT NUMEROTES DE 1 A 14 D'EST EN OUEST ET LOCALISES SUR LA CARTE DU BAS. POUR UNE MEILLEURE LISIBILITE, LA HAUTEUR DE CHUTE DE CHACUN DES CANYONS EST REPORTEE DANS LE DERNIER GRAPHIQUE EN BAS A DROITE. LA POSITION DE LA FIGURE FIGURE 102 EST INDIQUEE PAR UN CARRE BLANC.	197 -
FIGURE 106 : CARTE BATHYMETRIQUE DE L'INTERFLUVE COSTARRENKALA AVEC POSITIONNEMENT DES DEUX CAROTTES QUI Y SONT PRELEVEES.	198 -
FIGURE 107 : LITHOLOGIE DES CAROTTES PP10-04 ET PP10-03 PRELEVEES SUR LA MARGE CANTABRIQUE.	199 -
FIGURE 108 : MODELE D'AGE ET TAUX DE SEDIMENTATION COMPARE DES CAROTTES PP10-04 ET PP10-17.	200 -
FIGURE 109 : CORRELATION DES CAROTTES PP10-17 ET PP10-04. EN POINTILLE, LES DIFFERENTS POINTS DE CALAGE.	201 -
FIGURE 110 : CALIBRATION PAR CAROTTAGE DE L'ECHO-FACIES I.1 PAR LA CAROTTE HEMIPELAGIQUE PP10-04.	201 -
FIGURE 111 : CARTE BATHYMETRIQUE OMBREE DU SYSTEME TURBIDITIQUE DU CAP-FERRET CAPBRETON, CENTREE SUR LA PARTIE DISTALE DU SYSTEME.	203 -
FIGURE 112 : CLASSIFICATION DES FACIES DE REFLECTIVITE DU FOND MARIN DANS LA ZONE DISTALE DU SYSTEME TURBIDITIQUE DU CAP-FERRET-CAPBRETON.	205 -
FIGURE 113 : SUITE DE LA CLASSIFICATION DES FACIES DE REFLECTIVITE DU FOND MARIN DANS LA ZONE DISTALE DU SYSTEME TURBIDITIQUE DU CAP-FERRET-CAPBRETON.	206 -
FIGURE 114 : CARTOGRAPHIE DES FACIES D'IMAGERIE DANS LA ZONE DISTALE DU SYSTEME TURBIDITIQUE DU CAP-FERRET CAPBRETON.	207 -
FIGURE 115 : CLASSIFICATION DES ECHO-FACIES EN FONCTION DE LEUR NATURE LITEE, HYPERBOLIQUE TRANSPARENTE OU SOURDE ET DE CRITERE D'AMPLITUDE ET DE CONTINUITE DU SIGNAL.	210 -
FIGURE 116 : SUITE DE LA CLASSIFICATION DES ECHO-FACIES EN FONCTION DE LEUR NATURE LITEE, HYPERBOLIQUE TRANSPARENTE OU SOURDE ET DE CRITERE D'AMPLITUDE ET DE CONTINUITE DU SIGNAL.	211 -
FIGURE 117 : CARTE DES ECHO-FACIES DE LA ZONE DISTALE DU SYSTEME TURBIDITIQUE DU CAP-FERRET CAPBRETON.	212
FIGURE 118 : ASSOCIATION ECHO-FACIES ET FACIES D'IMAGERIE AVEC INTERPRETATION DU TYPE DE DEPOT ET DES PROCESSUS SEDIMENTAIRES ASSOCIES.	213 -
FIGURE 119 : SUITE DE L'ASSOCIATION ECHO-FACIES ET FACIES D'IMAGERIE AVEC INTERPRETATION DU TYPE DE DEPOT ET DES PROCESSUS SEDIMENTAIRES ASSOCIES.	214 -

FIGURE 120 : VUE 3D DE LA BATHYMETRIE OMBREE DE LA ZONE DE CONFLUENCE AVEC REPORT DES DIRECTIONS MAJEURES D'ECOULEMENT. LA LIGNE DE CRETE DE LA LEVEE NORD DU CAP-FERRET ET SOULIGNEE PAR UN TRAIT NOIR. CETTE LIGNE N'EST PAS RECTILIGNE MAIS SINUEUSE, PRESENTANT 3 CONVEXITES VER LE NORD, NUMEROTEES 1 A 3, DONT L'IMPLICATION EN TERME DE DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE SERA DISCUTEE DANS CE CHAPITRE.....	215 -
FIGURE 121 : PROFIL SONDEUR DE SEDIMENTS CHIRP SUR LA LEVEE DE CAP-FERRET. LES CODES COULEURS EN HAUT DU PROFIL CORRESPONDENT AUX LEGENDES DES CARTES D'ECHO-FACIES (FIGURE 117 ET FIGURE 123). LE PROFIL EST LOCALISE EN FIGURE 123.....	216 -
FIGURE 122 : COUPES BATHYMETRIQUES TRANSVERSALES AU SYSTEME DE CAP-FERRET. CES COUPES SONT ORGANISEES D'AMONT (A) EN AVAL (B) SELON L'AXE EST-OUEST DOMINANT LE SYSTEME DE CAP-FERRET.	218 -
FIGURE 123 : CARTE DES ECHO-FACIES DE LA ZONE DE CONFLUENCE.	219
FIGURE 124 : IMAGERIE BRUTE DE LA ZONE DE CONFLUENCE.	220
FIGURE 125 : CARTE DE SEGMENTATION D'IMAGERIE DE LA ZONE DE CONFLUENCE.	221 -
FIGURE 126 : CARTE BATHYMETRIQUE AU NIVEAU DE LA CAROTTE PP10-19 (VOIR DETAILS FIGURE 127) ET COUPE TRANSVERSALE DE LA LEVEE DU CANYON DE CAP-FERRET.....	222 -
FIGURE 127 : LITHOLOGIE DE LA CAROTTE PP10-19 PRELEVEE SUR LA LEVEE NORD DU SYSTEME TURBIDITIQUE DU CAP-FERRET, ASSOCIEE A LA GRANULOMETRIE (D90 ET CARTOGRAPHIE) ET L'ABONDANCE RELATIVE EN <i>N. PACHYDERMA</i> (S.).	224 -
FIGURE 128 : GENERAL MAP OF THE STRUCTURE OF THE SOUTH OF THE BAY OF BISCAY. THE THREE CANYONS GARANTEE THE SEDIMENT SUPPLY AND CONVERGE TO INITIATE A UNIQUE TURBIDITE SYSTEM.....	238 -
FIGURE 129 : UP: HIGH RESOLUTION BATHYMETRY DRAPING ON SLOPE GRADIENT MAP OF THE LOWER CAP-FERRET SYSTEM. CHIRP PROFILE AND LONGITUDINAL DEPTH PROFILE USED IN THE STUDY ARE REPORTED. DOWN: SIMPLIFIED MORPHOLOGICAL MAP OF THE FAN AND INTERPRETATION OF THE MAIN GRAVITY FLOWS.....	239 -
FIGURE 130 : ECHO-TYPE MAP OF THE LOWER CAP-FERRET TURBIDITE SYSTEM.....	240 -
FIGURE 131 : IMAGERY MAP OF THE LOWER CAP-FERRET TURBIDITE SYSTEM.	242 -
FIGURE 132 : ECHO-CHARACTER OF THE LOWER CAP-FERRET SYSTEM. COLOR BARS REFERRED TO THE ECHO-FACIES KEY OF THE FIGURE 3, GREY SCALE BAR TO THE SUBAREAS AS IN FIGURE 2 AND 6.	242 -
FIGURE 133 : DEPTH PROFILE CROSSING THE CAP-FERRET SYSTEM. THE PROFILES ARE FROM UPSLOPE WHERE THE UNIQUE CHANNEL IS FORMING TO DOWNSLOPE IN THE LOBE SUBAREA. COLORS REFERRED TO THE COLOR USED FOR THOSE OF THE SUBAREASIN FIGURE 2.	244 -
FIGURE 134 : LONGITUDINAL DEPTH PROFILES OVER THE CHANNEL (FULL LINES) AND THE LEVEES (DASHED LINES).....	245 -
FIGURE 135 : CHIRP ECHO-SOUNDER SECTIONS ACROSS THE WELL-DEVELOPED SEDIMENT WAVES OF THE DISTAL LEVEE AND PROXIMAL LEVEE.	246 -
FIGURE 136 : SYNTHESE DE L'EVOLUTION PALEOGEOGRAPHIQUE DU SUD DU GOLFE DE GASCOGNE DU PLIOCENE A L'ACTUEL SE BASANT SUR DES MODELISATION NUMERIQUES DU TRAIT DE COTE (LAMBECK, 1997 ; TÖRNQVIST <i>ET AL.</i> , 2006), DES RECONSTITUTIONS DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE (LEGIGAN, 1979 ; LERICOLAIS <i>ET AL.</i> , 2001 ; FENIES <i>ET AL.</i> , 2010), L'ETUDE DES SEDIMENTS SUPERFICIELS DU PLATEAU AQUITAIN (BELLEC, 2003) ET LA CARTOGRAPHIE DE L'EXTENSION DES GLACIERS PYRENEENS (DELMAS, 2009).	250
FIGURE 137 : VARIATIONS DES TAUX DE SEDIMENTATION AU COURS DU TEMPS SUR LES MARGES NORD-GASCOGNE (MD95-2002), AQUITAINE (PP10-17) ET CANTABRIQUE (PP10-04) EN RELATION AVEC LES SIGNAUX GLOBAUX D'INSOLATION, DE VARIATIONS DU NIVEAU MARIN ET DU SIGNAL CLIMATIQUE DE $\Delta^{18}\text{O}$. EN PARTICULIER, LES DEPOTS DE LA MARGE CANTABRIQUES (PP10-04) ONT UNE FORTE ACCELERATION DE LEUR TAUX DE SEDIMENTATION AU COURS DE L'EVENEMENT DE HEINRICH 2.	253 -
FIGURE 138 : COUPE MORPHOBATHYMETRIQUE DE LA TERMINAISON DU CHENAL DE TORRELAVEGA.	255 -
FIGURE 139 : COUPE MORPHOBATHYMETRIQUE TRANSVERSES AU COMPLEXE CHENAL-LEVEE DU CAP-FERRET. LA MORPHOLOGIE DU FOND MARIN AU SUD DU MONT JOVALLANOS SUGGERE FORTEMENT L'EXISTENCE D'ECOULEMENTS CHENALISES.	255 -
FIGURE 140 : CORRELATION DES PRELEVEMENTS HOLOCENE EN BORDURE ET SUR LES TERRASSES DU CANYON DE CAPBRETON. LA VARIATION RAPIDE DES PROPORTIONS EN MICRO-FAUNES MONTRENT QUE LE SIGNAL CLIMATIQUE A UNE REPERCUSSION RAPIDE AU SEIN MEME DU CŒUR DU CANYON.....	259 -
FIGURE 141 : ANALYSE GEOMORPHOLOGIQUE A PARTIR D'UNE BATHYMETRIE OMBREE DES GRANDS TRAIS STRUCTURAUX DU CANYON DE SANTANDER. LE FRONT DE CHEVAUCHEMENT NORD-PYRENEEN SE SITUE DANS LE CANYON DE CAPBRETON ET AU PIED DU BANC LE DANOIS (POSITION SELON ROCA <i>ET AL.</i> , 2011). LE CANYON DE SANTANDER EST INTERPRETE COMME UNE ZONE DE TRANSFERT (DECROCHANTE ?) ENTRE CES DEUX PARTIES DU FRONT NORD-PYRENEEN. DEUX FAMILLES DE FAILLES Y	

APPARAISSENT : LES FAILLES A N35 (EN ROUGE) ET LEURS CONJUGUEES A N155(EN ROUGE POINTILLE). ELLES SONT COHERENTES AVEC LES DIRECTIONS STRUCTURALES DES ACCIDENTS CASSANTS IDENTIFIES LE LONG DU TRAIT DE COTE.	261 -
FIGURE 142 : CORRELATION DES CAROTTES PRELEVEES DANS LE SYSTEME TURBIDITIQUE DE CAPBRETON. PRELEVEES EN TROIS POINTS DISTINCTS (AMONT, AVAL ET TERMINAISON), LEUR CORRELATION PERMET DE VISUALISER A L'ECHELLE DU SYSTEME LES DIFFERENCES DANS LA PRESERVATION DES DEPOTS HOLOCENES SUR LES TERRASSES EN FONCTION DE L'ELOIGNEMENT PAR RAPPORT A LA TETE DU CANYON DE CAPBRETON. LA FIGURE 10 DE LA NOTE 1 PERMET QUANT A ELLE DE VISUALISER CES DIFFERENCES A L'ECHELLE LOCALE, EN FONCTION DE L'ELEVATION DES TERRASSES.	264 -
FIGURE 143 : ZOOM CENTREE SUR LA LEVEE GAUCHE DU CHENAL DU CAP-FERRET. A : CARTE BATHYMETRIQUE OMBREE. B : CARTE DES ECHO-FACIES. C CARTE DE SEGMENTATION D'IMAGERIE. D : CARTE DE SYNTHESE DE L'ARCHITECTURE DE LA ZONE DE CONFLUENCE. POUR LES LEGENDES, SE REFERER AUX FIGURES NON ZOOMES, SOIT A FIGURE 123 POUR LES ECHO-FACIES ET LA FIGURE 125 POUR LA SEGMENTATION D'IMAGERIE.	266 -
FIGURE 144 : ZOOM SUR LA CLTZ DU CAP-FERRET. EN HAUT : CARTE BATHYMETRIQUE OMBREE, LES CRETES DES <i>SEDIMENT WAVES</i> SONT SOULIGNES AINSI QUE LES BORDURES DES <i>SCOURS</i> . BAS : CARTOGRAPHIE 3D DE LA PROFONDEUR DES <i>SCOURS</i> (EXAGERATION VERTICALE *2,5).	269 -
FIGURE 145 : SCHEMA INTERPRETATIF DE LA ZONE DE CONFLUENCE.....	272 -
FIGURE 146 : CORRELATION DES CAROTTES DE L'ETUDE.....	276 -
FIGURE 147 : DISTRIBUTION DES TAUX DE SEDIMENTATION MOYENS.....	277 -
FIGURE 148: FIGURE DE SYNTHESE MONTRANT L'EVOLUTION DE LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DU SUD DU GOLFE DE GASCogne SELON LES FORCÇAGES AUTOCYCLIQUE ET GLACIO-EUSTATIQUES AU COURS DES DERNIERS 50 000 ANS.	278 -

Tables des tableaux

TABLEAU 1 : CARACTERISTIQUES DES BASSINS VERSANTS BASCO-CANTABRIQUES (CONFEDERACION-HIDROGRAFICA-DEL-CANTABRICO, 2013).	111 -
TABLEAU 2 : RECAPITULATIF DES PRINCIPALES CAMPAGNES DONT LES DONNEES SONT UTILISEES DANS CETTE ETUDE.	114 -
TABLEAU 3 : CARACTERISTIQUES DES CAROTTES UTILISEES DANS CETTE ETUDE.	114 -
TABLEAU 4 : RECAPITULATIF DES MESURES PENFELD UTILISEES DANS CETTE ETUDE, MESUREES DANS LA ZONE DE CAROTTAGE DES TERRASSES AVAL DU CANYON DE CAPBRETON.	119 -
TABLEAU 5 : COMPILATION DES DATATIONS RADIOCARBONES UTILISEES DANS LE CADRE DE CETTE ETUDE. LE DETAILS DES CALIBRATION DES AGES FOURNIS DANS CETTE ETUDE SONT DETAILLEES DANS LE TEXTE CI-DESSUS (GROUSSET <i>ET AL.</i> , 2000, ZARAGOSI <i>ET AL.</i> , 2001, ZARAGOSI <i>ET AL.</i> , 2001, ZARAGOSI <i>ET AL.</i> , 2006).....	127 -
TABLEAU 6 : RECAPITULATIF DES PARAMETRES MESURES SUR LES FLANCS DES CANYONS DE CAPBRETON ET SANTANDER.....	135 -
TABLEAU 7 : TABLEAU RECAPITULATIF DES VALEURS MOYENNES CARACTERISTIQUES DES TERRASSES DU THALWEG DE CAPBRETON EN FONCTION DE LEUR MORPHOLOGIE.....	138 -
TABLEAU 8 : DATES RADIOCARBONES EFFECTUEES SUR LA CAROTTE PP10-09.....	145 -
TABLEAU 9 : TABLEAU RECAPITULATIF DES DIFFERENTS PARAMETRES MESURES POUR LES CANYONS CANTABRIQUES. LA NUMEROTATION DES CANYONS CORRESPOND A CELLE AFFICHEE SUR LA FIGURE 105 (NUMEROTES D'EST EN OUEST). LES PARAMETRES EN ROUGE CORRESPONDENT A CEUX AFFICHES EN ROUGE SUR LES PROFILS FIGURE 105.	196 -
TABLEAU 10: ECHO-CHARACTER CLASSIFICATION.	243 -
TABLEAU 11 : COMPARISON OF THE GEOMETRY OF SEDIMENT WAVES AND SCOURS OF THE KRAMIS RIDGE, MONTEREY FAN AND CAP-FERRET SYSTEM.	245 -
TABLEAU 12 : VARIATIONS DES TAUX DE SEDIMENTATIONS MOYENS DANS LA REGION DE CAPBRETON DEPUIS L'HOLOCENE JUSQU'AU LGM.	275 -

INTRODUCTION

Les marges continentales, actives ou passives, sont un point de passage clef pour le transfert sédimentaire depuis les domaines continentaux vers les plaines abyssales. Les processus d'altération, d'érosion, de transport et de dépôts vont donc, non seulement contraindre le flux sédimentaire depuis sa source jusqu'à son bassin de dépôt, mais également modeler les domaines océaniques des marges continentales. C'est en cette place que se développent les systèmes turbiditiques marins profonds, volumineux édifices sédimentaires des marges continentales.

Les systèmes turbiditiques prennent généralement place au débouché des grands fleuves qui leur prodiguent les apports nécessaires en particules détritiques. Dans le cas de systèmes riches en sables ou mixtes (sables et argiles) à source ponctuelle tels que définis par Reading et Richards (1994), les sédiments transitent par un canyon sous-marin qui incise profondément la marge continentale. Dans leur partie plus distale, ces systèmes turbiditiques sont caractérisés par l'empilement de corps sédimentaires déposés à la faveur d'écoulements gravitaires. Les processus de construction des systèmes turbiditiques sont soumis à différents forçages (tectonique, glacio-eustatique, climatique) qui impactent à la fois l'apport sédimentaire et la morphologie des dépôts.

Au-delà de l'intérêt scientifique que présente une étude académique de ces systèmes sédimentaires, les systèmes turbiditiques représentent un véritable enjeu économique. En effet, l'industrie pétrolière s'intéresse de très près à ces systèmes, et cela dès le début des années 70. Les dépôts sableux résultants des courants de turbidité sont d'importants réservoirs potentiels d'hydrocarbures. Pour ne citer que deux exemples parmi les plus connus : le champ de Girasol (Angola), découvert en 1996, donna une nouvelle impulsion à l'exploration des systèmes turbiditiques; l'exploitation des réservoirs pré-sel d'origine turbiditique du Bassin de Campos ont permis l'essor pétrolier du Brésil. La compréhension de l'architecture des réservoirs de type turbiditiques, de leur géométrie et de la mise en place des corps sableux à partir d'analogues modernes devient alors une question majeure dont les éléments de réponses permettent d'améliorer les modèles prédictifs d'exploitation des modèles réservoirs ciblés par l'industrie pétrolière en domine marin profond.

L'étude d'un système turbiditique actuel tel que celui du Cap-Ferret dans le golfe de Gascogne s'inscrit en ce sens. Dès les années 80, l'Institut Français du Pétrole s'est investi dans l'étude du canyon et du complexe chenal-levée du Cap-Ferret par le biais de la thèse de M. Cremer (1983). Ces travaux ont par la suite été complétés par l'étude de l'architecture de l'éventail profond du Cap-Ferret (Mezerai, 1991). Ces études ont fait du système turbiditique du Cap-Ferret un modèle de référence. L'élément majeur de ces études est la mise en évidence du contrôle eustatique exercé sur le système turbiditique du Cap-Ferret. En bas niveau marin, le système est alimenté en matériel déritique, en haut niveau marin, l'ennoiement du plateau Aquitain déconnecte le système de ses sources d'apports continentaux.

Le système turbiditique du Cap-Ferret n'est pas pour autant l'unique système du sud du golfe de Gascogne. Parallèlement aux côtes hispaniques, le canyon sous-marin de Capbreton s'étire sur près de 300 km (prolongement dans le canyon de Santander compris). Référencé dès les années 60 comme un des canyons le plus profond au monde (Shepard and Dills, 1966), le canyon de Capbreton

est lui aussi un système sédimentaire de référence puisque sa tête en amphithéâtre, le « Gouf » de Capbreton (Vanne, 1973), a donné une notoriété à la morphologie éponyme. La position particulière de la tête, proche du trait de côte en haut niveau, a alimenté de longues discussions quant à sa dynamique sédimentaire (Daly, 1936 ; Nesteroff, 1968 ; Cirac *et al.*, 2001 ; Mulder *et al.*, 2001, 2004, 2012 ; Gaudin *et al.*, 2006 ; Mazeris *et al.*, 2014).

La dynamique sédimentaire récente du canyon de Capbreton a en particulier été l'objet de débats enflammés. En effet, la source historique du canyon de Capbreton, le fleuve Adour, a été détournée au cours du XVI^{ème} siècle par la volonté du roi Charles IX afin de donner un port à Bayonne (les travaux sont réalisés sous le règne de son fils, Henri III). Ainsi, il y a aujourd'hui plus de 15 km de distance entre l'embouchure du fleuve et la tête du canyon (Klingebiel et Legigan, 1978). Les travaux des années 2000 ont montré qu'il existe une dynamique sédimentaire récente (<3 000 ans) dominée par des écoulements gravitaires dont les dépôts permettent l'édification de terrasses au cœur du canyon de Capbreton (Mulder *et al.*, 2001 ; Gaudin *et al.*, 2006). Si cette activité sédimentaire est actée, les données ne permettaient pas de statuer quant à l'impact du détournement de l'Adour sur cette activité. La nature (morphologie, granularité, géochimie...) des particules transportées change-t-elle ? La fréquence des écoulements gravitaires est-elle impactée ? Par ailleurs, toutes ces études sont limitées aux 90 premiers kilomètres du canyon de Capbreton, la reconnaissance complète du système n'ayant encore jamais été effectuée. Comment l'activité sédimentaire, la morphologie du canyon évoluent-elles au-delà du domaine reconnu ? La dynamique récente peut-elle être généralisée à l'ensemble de l'Holocène ? L'activité sédimentaire holocène est documentée, mais quid de l'activité antérieure ? Puisque la position de la tête du canyon de Capbreton permet un apport en matériel détritique en haut comme en bas niveau marin, quels sont les contrôles qui s'exercent sur le canyon de Capbreton ?

A l'échelle régionale du sud du golfe de Gascogne, l'interaction entre le système turbiditique du Cap-Ferret et celui de Capbreton reste également encore à préciser. Ceci tient en partie en l'absence de données concernant le canyon de Santander, ce prolongement du canyon de Capbreton qui entraîne *a priori* la redirection des écoulements gravitaires du canyon de Capbreton vers le nord et le système turbiditique du Cap-Ferret. Le canyon de Santander est par essence même une zone de transfert puisqu'il prend place dans une zone d'accommodation structurale du front de chevauchement Nord-Pyrénéen. Les grands accidents structuraux semblent d'ailleurs des éléments à considérer avec plus d'attention, la position du canyon de Capbreton étant dictée par l'ancien front de chevauchement Nord-Pyrénéen, celle du canyon de Cap-Ferret par le bassin de Parentis, un graben initié au Crétacé supérieur. Les différentes inconnues sur le système turbiditique de Capbreton telles qu'évoquées précédemment participent également à ce manque de connaissance sur le lien qui pourrait exister entre les deux systèmes. Et les questions sont nombreuses. Quel impact la confrontation des écoulements en provenance des deux systèmes a-t-elle ? Y a-t-il seulement confrontation ? Les deux systèmes turbiditiques ont-ils ou non des activités sédimentaires synchrones ? une dynamique sédimentaire commune ? des forçages identiques ?

Enfin, l'approche moderne des systèmes turbiditiques, en *source-to-sink*, pousse à s'interroger sur les sources des systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton. L'Adour et son bassin versant sont établis comme les pourvoyeurs en matériel détritique du canyon de Capbreton (Klingebiel et Legigan, 1978). Cependant, la position particulière du canyon de Capbreton, longeant les côtes hispaniques, suppose un impact du matériel en provenance des bassins cantabriques sur la

dynamique sédimentaire du système turbiditique. Ceci d'autant plus qu'il est établi que les petits bassins versants côtiers, traités ensemble, sont des contributeurs équivalents à de grands bassins versants (Milliman et Syvitski, 1992), comme les travaux de Maneux *et al.* (1999) et Jouanneau *et al.* (2008) l'indiquent à l'échelle régionale du sud du golfe de Gascogne. Peu ou prou d'éléments sont disponibles quant aux sources du système turbiditique du Cap-Ferret. Ces dernières restent en partie à définir malgré les quelques pistes (pas explicitement formulés en lien avec les sources du système) concernant les bassins versants de la Leyre ou de la Garonne qui apparaissent dans la littérature (Legigan, 1979 ; Lericolais *et al.*, 2001 ; Törnqvist *et al.*, 2006 ; Bellec, 2009 ; Fénies *et al.*, 2010).

Sur la marge Nord-Gascogne, les travaux sur la provenance du matériel détritique, menés à partir des dépôts accumulés en pied de pente, ont mis en évidence le lien fort entre l'activité turbiditique de la marge Nord-Gascogne et les phénomènes de débâcles glaciaires de la calotte Fenno-Scandinave à travers le paléofleuve Manche (Grousset *et al.*, 2000 ; Zaragosi *et al.*, 2001 ; Bourrillet *et al.*, 2003 ; Toucanne *et al.*, 2008, 2009, 2010). En effet, les épaisses accumulations sédimentaires des systèmes turbiditiques Nord-Gascogne correspondent au produit de l'érosion des bassins versants amont et aux apports liés aux déglaciations de la calotte Fenno-Scandinave, eux-mêmes transportés par le paléofleuve Manche jusqu'au pied de la marge Nord-Gascogne. Contrairement à la marge Nord-Gascogne, le sud du Golfe de Gascogne n'est *a priori* pas soumis à ces conditions périglaciaires. Cependant il est légitime de s'interroger sur l'impact des variations glacio-eustatiques régionales sur les systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et du Capbreton. Conscient du forçage glacio-eustatique exercé dans le Nord du golfe de Gascogne sur les sources et les systèmes turbiditiques, il convient de s'interroger sur les phénomènes de glaciations qui pourraient impacter le sud du golfe de Gascogne. Les plus évidents sont liés aux englacements pyrénéens. En effet, les différentes sources potentielles des systèmes du Cap-Ferret et de Capbreton prennent naissance dans les massifs résultants de la compression pyrénéenne, *i.e.* les Pyrénées et les monts Cantabriques, où des glaciations ont été enregistrées jusqu'à $\pm 30\,000$ ans. Le débat sur l'âge de la déglaciation pyrénéenne est encore en cours et essentiellement alimenté par des données de terrain (Garcia-Ruiz *et al.*, 2003 ; Calvet, 2004 ; Gonzales-Sampériz *et al.*, 2006 ; Pallas *et al.*, 2006, 2010 ; Delmas, 2009 ; Moreno *et al.*, 2010, 2011). Est-il donc possible de mieux contraindre les sources des systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton, notamment au regard des phénomènes d'englacement et de fontes des glaciers pyrénéens ?

Pour répondre aux manques de données sur le système turbiditique de Capbreton et aussi fournir des données plus récentes sur le système turbiditique du Cap-Ferret, la campagne océanographique Sargass (Juillet 2010) a été financée par l'INSU-CNRS et le consortium Action marges. Les données acoustiques (bathymétrie, sondeur de sédiments Chirp, réflectivité) et sédimentologiques (carottes Calypso) recueillies lors de cette campagne constituent la base de données du travail proposé ici. En particulier, les prélèvements sédimentaires permettront d'aborder la sédimentation récente (de l'Holocène au LGM) du système turbiditique de Capbreton, et cela selon deux aspects. Le premier permettra de caractériser les hauts fonds bordant le canyon de Capbreton tant au niveau du plateau et du glissement Landais que de la marge Cantabrique. Le second permettra de caractériser la dynamique sédimentaire des différents canyons de la zone d'étude puisque des données sont disponibles dans le canyon de Capbreton, dans celui de Santander et sur la levée du Cap-Ferret.

Ainsi, ce travail traite de la compréhension de l'architecture globale des systèmes turbiditiques du sud du golfe de Gascogne, des processus sédimentaires qui contribuent à leur édification, et de l'identification des forçages sur l'enregistrement sédimentaire de la région. Pour ce faire, une approche globale du système depuis ses bassins versants jusqu'à sa zone d'épandage (approche *source-to-sink*) est nécessaire à travers différents objectifs :

- caractériser les différentes **sources sédimentaires** des systèmes et définir leur activité ou inactivité au cours des dernières oscillations glaciaires-interglaciaires (stades marins isotopiques 1 et 2 essentiellement) ;
- caractériser la **dynamique sédimentaire** du système turbiditique de Capbreton et son activité haute fréquence ;
- caractériser **l'architecture et les différentes géométries sédimentaires** de la zone de transition chenal-lobe du système du Cap-Ferret afin d'affiner les connaissances théoriques sur les systèmes turbiditiques.

Ce manuscrit est découpé en 7 chapitres, les trois premiers synthétisant le contexte scientifique de l'étude, les quatre derniers présentant les résultats de l'étude. Dans un premier chapitre, une synthèse bibliographique non exhaustive des processus gravitaires en domaine marin profond est proposée, avec une attention particulière pour les processus ayant lieu dans les canyons sous-marins et les avancées récentes dans la compréhension de la dynamique des écoulements gravitaires (Chapitre 1). Dans un deuxième chapitre, le contexte régional de l'étude sera traité à travers la structuration, la physiographie et l'hydrodynamisme du golfe de Gascogne (Chapitre 2). Dans un troisième chapitre, une synthèse des connaissances actuelles sur les systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton et leurs sources sera proposée (Chapitre 3).

Avant de présenter plus en détails les différents résultats obtenus au cours de l'étude à partir de données acoustiques et de carottages sédimentaires, le matériel disponible pour cette étude et les méthodes d'analyses utilisées seront détaillés (Chapitre 4). Le système turbiditique de Capbreton, imagé pour la première fois dans son ensemble, sera largement traité afin de définir, à partir des données acoustiques, son évolution morphologique et de caractériser sa dynamique sédimentaire en liant paramètres morphologiques et informations sédimentologiques (Chapitre 5). Le système turbiditique du Cap-Ferret est abordé essentiellement à travers la morphologie de sa zone de transition chenal-levée, où les données bathymétriques haute résolution permettent d'imager des géométries sédimentaires particulières rarement imagées dans les systèmes actuels, et la dynamique sédimentaire de son complexe chenal-levée (Chapitre 6). Les résultats issus de l'analyse de ces deux systèmes turbiditiques seront mis en perspective afin de proposer un modèle régional de la dynamique sédimentaire du sud du golfe de Gascogne à l'échelle des 50 derniers ka (chapitre 7). Ce manuscrit s'achèvera par une conclusion où seront rapportés les principaux résultats mis en avant dans cette étude. Des perspectives de recherche seront également proposées, tant sur l'étude des marges que sur le fonctionnement du système turbiditique.

CHAPITRE 1 : ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES MARINS PROFONDS - LA SEDIMENTATION GRAVITAIRE EN MILIEU SILICOCLASTIQUE

Ce chapitre constitue une synthèse bibliographique des connaissances actuellement disponibles sur les environnements sédimentaires profonds, et en particulier sur les systèmes turbiditiques. Il y sera traité des différents processus gravitaires qui circulent au sein de ces systèmes turbiditiques, permettant le transit des particules du continent vers le domaine marin profond. Les systèmes turbiditiques seront traités à travers les différents éléments architecturaux qui les composent. Enfin, l'accent sera mis sur les avancées récentes faites dans la compréhension de la dynamique gravitaire en domaine marin profond en traitant notamment des écoulements hybrides ou des écoulements de types cyclic-steps.

1. Les processus gravitaires

Les processus gravitaires sous-marins regroupent l'ensemble des mécanismes complexes qui, sous l'effet de la gravité, assurent le transport et le dépôt des particules sédimentaires depuis le domaine continental vers le domaine marin profond (Middleton et Hampton, 1973). Ils sont ainsi à l'origine de la structuration des grands systèmes turbiditiques marins profonds.

La classification des processus gravitaires a fait l'objet de nombreux travaux dans la littérature (Middleton et Hampton, 1973, Mulder et Cochonat, 1996, Stow, 1996, Shanmugam, 2000, Mulder et Alexander, 2001). La présence de fluides interstitiels dans la masse sédimentaire en mouvement est un critère déterminant pour la typologie des processus gravitaires (Mulder et Cochonat, 1996). Selon ce paramètre rhéologique, les processus gravitaires sont différenciés en **mouvement en masse**, sans présence de fluides interstitiels, ou en **écoulement gravitaire**, avec présence de fluides interstitiels.

1.1. Les mouvements en masse

Les mouvements en masse, ou instabilités, sont eux-mêmes découpés en différents sous-ensemble. Le **fluage** (ou *creeping*) est une déformation des sédiments sous une charge constante sans apparition systématique de fracture (Middleton et Hampton, 1973, Mulder et Cochonat, 1996). Ce fluage peut être à l'origine des glissements en masse. Ces glissements sont des phénomènes de déformation et de déplacement de volumes sédimentaires homogènes le long d'un plan de cisaillement. Lorsque ce plan est une surface plane, le glissement est qualifié de translationnel (ou *slides*) et possède un comportement rigide. Lorsque ce plan est une surface courbe, le glissement est qualifié de rotationnel (ou *slump*) et possède un comportement plastique. Ces processus de glissements en masse sont communs en haut de pente continentale, en contexte de forte accumulation sédimentaire et/ou de fort gradient de pente.

1.2. Les écoulements gravitaires

Middleton et Hampton (1973) furent les premiers à proposer une classification des écoulements gravitaires en fonction du mécanisme de support des particules. Dès lors, une distinction est établie entre **écoulements laminaires**, où le transport des particules est permis par une cohésion de la matrice, des interactions grains à grains et des pressions interstitielles, et **écoulements turbulents**, où le transport des particules est assuré par la turbulence. Du fait de la grande variété de processus regroupés sous le terme « d'écoulements gravitaires », de nombreuses classifications ont suivi cette première terminologie, générant quelques confusions dans la nomenclature (Mulder et Alexander, 2001). Les écoulements gravitaires seront ici exposés selon la nomenclature établie par Mulder et Alexander (2001) qui, sur des critères de propriétés physiques de l'écoulement et de mécanisme de supports des grains, les divisent en écoulements cohésifs et non cohésifs (Figure 1), mais en les regroupant selon leur régime de transport, *i.e.* laminaires ou turbulents (Middleton et Hampton, 1973).

Bagnold (1962) fixe le seuil de turbulence d'un écoulement à une concentration de sédiments de 9%. Les écoulements laminaires sont définis par des concentrations supérieures à ce seuil et une forte viscosité (fluides non-newtoniens ou de Bingham), les écoulements turbulents par des concentrations inférieures à ce seuil et une rhéologie fluide (fluides newtoniens ; Mulder et Cochonat, 1996).

1.2.1. Les écoulements laminaires

Une distinction existe au sein des écoulements laminaires, basée sur le rapport entre les forces d'inertie et les forces visqueuses. Plus ce rapport sera grand, plus l'écoulement sera dilué et dominé par la turbulence. Ainsi sont différenciés les **écoulements cohésifs**, caractérisés par leur matrice cohésive fine, tels que les coulées de débris ou coulées de boue, et les écoulements **non-cohésifs**, caractérisés par leurs particules discrètes, tels que les écoulements concentrés et hyperconcentrés (Figure 1).

Les coulées de débris (debris flow) et coulées de boue (mudflow)

La matrice cohésive fine de ces écoulements leur confère des qualités pseudoplastiques. Les coulées de débris transportent des éléments hétérogènes de taille centimétrique à métrique au sein d'une matrice cohésive fine qui, en induisant des forces de flottabilité des particules, permet le maintien en suspension de ces blocs (Hampton, 1975). Les coulées de boue ne contiennent quant à elles que peu de clastes (<5 % de graviers et 50% de sables). Les vitesses de ses coulées sont comprises entre quelques mètres à plusieurs dizaines de mètre par seconde. Elles peuvent néanmoins parcourir de longues distances sur de faible pente à la faveur d'un phénomène d'hydroplaning, *i.e.* présence d'une fine langue d'eau à la base de l'écoulement (Mohrig *et al.*, 1998) qui atténue les forces de friction à la base et le potentiel érosif de l'écoulement. Lorsque la résistance de cisaillement devient supérieure aux forces motrices induites par la gravité, la coulée se fige par un phénomène de gel cohésif en masse (ou *cohesive freezing*) générant des dépôts peu ou pas triés souvent désignés par le terme de débrites.

Les écoulements concentrés et hyperconcentrés

Dans les écoulements non-cohésifs, les interactions et collisions entre les grains génèrent des pressions interstitielles et dispersives qui supportent le matériel en suspension. Pour s'auto-entretenir, ces écoulements ont besoin de pentes fortes, supérieures à 18°.

Le rapport entre phase solide et phase liquide permet de distinguer les écoulements **hyperconcentrés** des **écoulements concentrés**. Le passage d'un écoulement hyperconcentré vers un écoulement concentré se fait par dilution du matériel lors de l'incorporation d'eau dans le mélange (Hampton, 1972), cette dilution pouvant progressivement conduire vers un écoulement turbulent. Ainsi les écoulements concentrés permettent ponctuellement la coexistence de processus laminaires et turbulent. Les écoulements concentrés à hyperconcentrés sont donc composés de phénomènes complexes qui donnent lieu à des typologies variées : écoulements liquéfiés (*liquified flow*), coulées de débris sableuses (*sandy debris flow* ; Shanmugam, 1996, 1997) ou encore écoulements granulaires (*grain flows* ; Nardin *et al.*, 1979, Mutti *et al.*, 1999). A la faveur d'un gel cohésif ou frictionnel en masse (*cohesive ou frictionnal freezing*) ou d'un gel ascendant (*upward freezing* ; (Middleton *et* Hampton, 1973) dans le cas des écoulements liquéfiés, ces écoulements se figent donnant lieu à des dépôts grossiers (sables grossiers et graviers), massifs à laminés, reposant sur une base érosive, parfois inversement granoclassée, résultant d'un transport par traction sur le fond (séquence de Lowe (1982). Ces dépôts peuvent être des corps sédimentaires isolés, amalgamés ou drapants (Shanmugam, 2000) et sont fréquemment associés à des figures d'échappement d'eau.

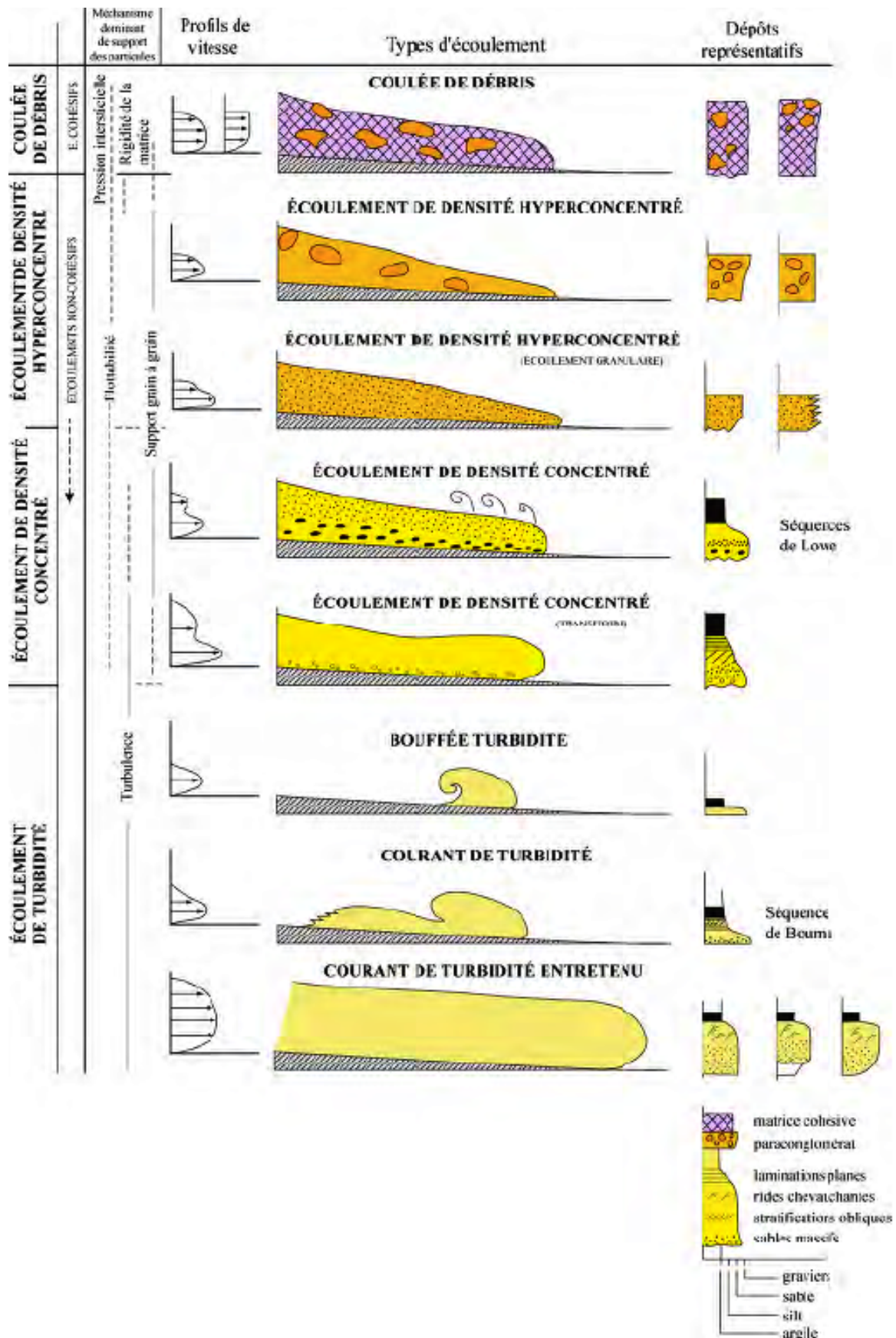


Figure 1 : Synthèse des principaux types d'écoulements gravitaires et dépôts associés, d'après d'après (Mulder et Alexander (2001) in Etienne (2012).

1.2.2. Les écoulements turbulents

Ces écoulements de rhéologie fluide, dits également écoulement dilués ou fluides newtoniens, ont une faible concentration en particules (<9% ; Bagnold, 1962), particules maintenues en suspension par des phénomènes de turbulence. Il existe trois types principaux d'écoulement turbulent (Lüthi, 1980) : les **bouffées turbides**, les **courants de turbidités** et les **courants hyperpycnaux** (Figure 1).

Les bouffées turbides

Les bouffées turbides sont des écoulements transitoires de courte durée (quelques heures à quelques jours). L'injection de matière est instantanée mais le volume de fluide est limité et non alimenté par l'arrière (Ravenne et Beghin, 1983, Laval *et al.*, 1988). L'écoulement se compose d'une zone supérieure dominée par des vortex turbulents, permettant des échanges avec le fluide ambiant et donc l'incorporation d'eau, et d'une zone inférieure dominée par des écoulements laminaires. Les profils de vitesse des bouffées turbides montrent des vitesses plus importantes au centre de l'écoulement (Figure 1) et décroissantes en allant vers le haut et le bas, ainsi qu'un gradient de vitesse longitudinal décroissant de la tête à la queue.

Les courants de turbidités

Les courants de turbidités présentent des caractéristiques hydrodynamiques identiques aux bouffées turbides, à la différence près que ces écoulements sont entretenus par une alimentation continue par l'arrière (Mulder et Alexander, 2001). Celle-ci permet aux courants de turbidité de perdurer plus longtemps, de quelques heures à quelques semaines. La morphologie de ces écoulements, étirés longitudinalement, se constitue d'un front de densité à l'avant, d'un corps allongé et d'une queue diluée. Les profils de vitesse sont assez semblables à ceux des bouffées turbides.

Le dépôt d'un écoulement turbulent donne lieu à des séquences granoclassées nommées **turbidites**. Celles-ci sont décrites communément par une séquence typique appelée séquence de Bouma (1962). Celle-ci se compose de cinq termes, nommés T_a à T_e de la base au sommet, qui suivent le granoclassement normal. Le terme T_a , le plus grossier, correspondant, au dépôt en masse d'un écoulement concentré au-dessus d'une base érosive nette. Il se compose généralement de sables moyens à grossiers et se caractérise par l'absence de granoclassement et de structure interne. Les termes suivants, T_b à T_e , correspondent aux dépôts d'écoulements turbulents. Le terme T_b se compose de sables plus fins et à lamines planes issues d'un régime tractif de haut régime. L'évolution vers le terme T_c est progressive, le terme T_c résultant d'un intervalle tracto-suspensif. Le terme T_c est plus silteux et est caractérisé par des lamines obliques traduisant la migration de petites rides de courants. Il peut également présenter de petites convolutes qui résultent de la déstructuration des lamines obliques par échappement d'eau. Le terme T_d est constitué de silts à argiles et est marqué par le retour de lamines planes correspondant à un dépôt tractif de régime inférieur. Enfin le terme T_e se compose d'argiles homogènes, parfois très finement laminée, qui résultent de la décantation du nuage turbulent. Ce terme sommital est souvent difficilement différenciable du retour à une sédimentation hémipélagique classique. Cette séquence est ici décrite dans le cas idéal mais est finalement rarement préservée dans son intégralité, apparaissant plus souvent tronquée de sa base ou de son sommet. Ceci s'explique par la position longitudinale ou latérale au sein du dépôt des éléments préservés.

La séquence de Bouma est donc une simplification des différentes morphologies des dépôts turbiditiques. Ainsi, des séquences complémentaires ont rapidement vues le jour afin d'apporter des précisions aux parties basales ou sommitales de la séquence de Bouma (Figure 2). C'est ainsi que fut proposé le terme de "turbidites grossières" dépendant de courants de "haute densité" pour affiner le terme T_a de la séquence de Bouma (Lowe, 1982). Il s'agit néanmoins d'un terme abusif, puisque que comme vu précédemment, le terme T_a correspond à des écoulements laminaires et non turbulents. La séquence proposée par Stow et Shanmugam (1980) propose quant à elle d'affiner le découpage de la partie supérieure (termes T_c à T_e) de la séquence de Bouma. Celle-ci est subdivisée en 8 termes numérotés T_0 à T_8 qui soulignent dans cette séquence de "turbidites fines" les variations de géométrie des lamines à plus fine échelle ainsi qu'une intensification de la bioturbation de la base vers le haut de la séquence (Figure 2).

Ce travail à fine échelle a progressivement mis en valeur l'intérêt d'une approche plus génétique des faciès sédimentaires associés aux processus gravitaires. L'utilisation des classifications de Mutti (1979, 1985, 1992, 1999) se généralise alors. Ces classifications permettent d'interpréter les faciès à la fois en termes de processus hydrodynamiques, d'objets sédimentaires et d'environnements de dépôts. Basées sur un concept d'efficacité du transport et une analyse par association de faciès, ces classifications illustrent l'organisation des dépôts le long d'un continuum amont-aval.

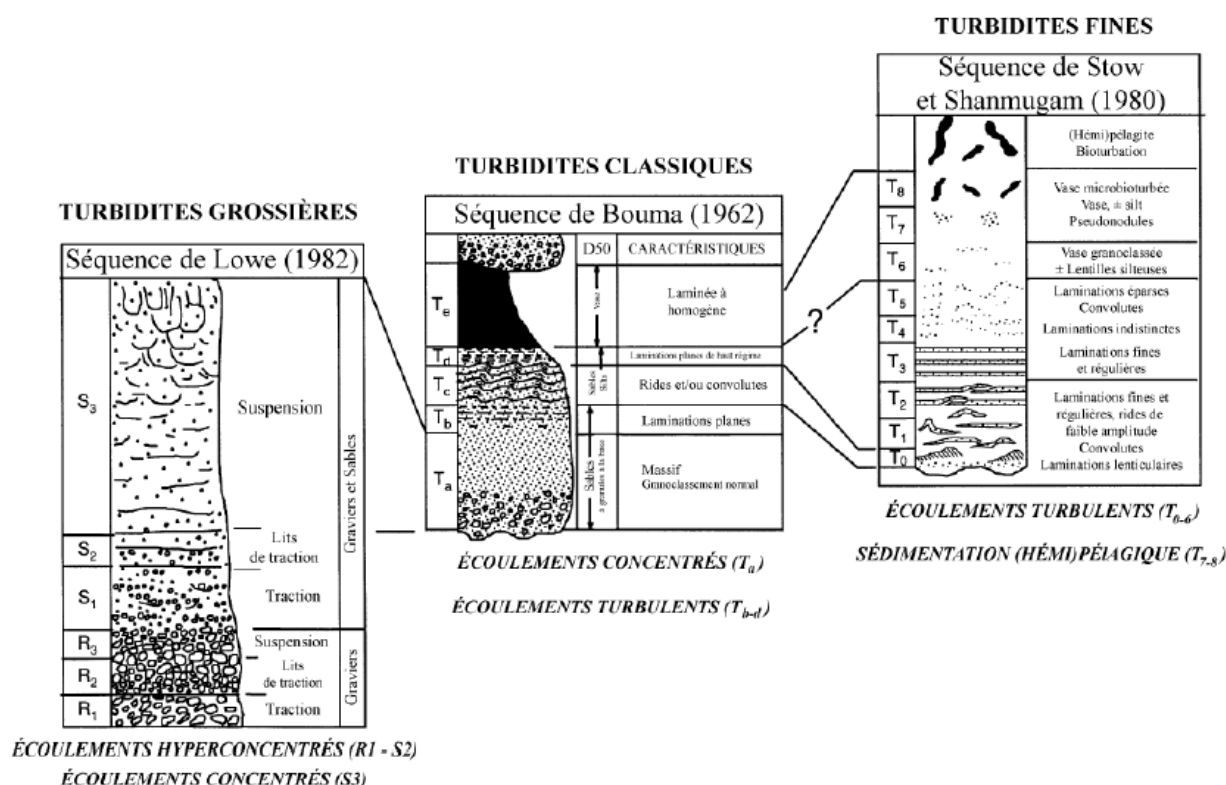


Figure 2 : Description de la séquence de Bouma (1962), décrivant la séquence de faciès classique des écoulements turbulents, associée à la séquence de Lowe (1982) définissant les faciès de dépôts des écoulements hyperconcentrés et de la séquence de Stow et Shanmugam (1980) décrivant les écoulements concentrés à dilués (D'après Shanmugam, 2000).

Les écoulements hyperpycnaux

Les écoulements hyperpycnaux sont le prolongement en mer de l'écoulement turbide d'un fleuve en période de crue. La densité de l'eau douce, chargée de sédiments en suspension, est supérieure à celle de l'eau de mer (Mulder et Syvitski, 1995). Le courant hyperpycnal se forme alors au débouché du fleuve, s'amorçant par une phase de plongement lié à cette différence de densité. Le mélange eau douce/sédiment transite alors sur le fond, générant un courant turbulent alors appelé courant hyperpycnal. Le profil de vitesse de ce courant va suivre l'hydrogramme de crue, i.e. la séquence de dépôts appelée hyperpycnite sera modelée par cet hydrogramme. Ainsi la montée en charge se traduira par une base granocroissante, le pic de crue par une surface d'érosion au centre de l'hyperpycnite, pouvant éroder l'ensemble de la séquence granocroissante, puis la décrue se traduira par une séquence granodécroissante (Mulder *et al.*, 2001). Toutefois ces faciès peuvent présenter des convergences avec les dépôts issus d'écoulement turbulent "classique", induisant une certaine complexité dans l'identification de ces séquences tant à l'affleurement dans les dépôts anciens que dans les dépôts sédimentaires marins récents (Mulder *et al.*, 2001).

Evolution des écoulements dans l'espace et le temps

Les écoulements gravitaires sont des processus hydrodynamiques dont les caractéristiques varient dans le temps : le courant peut se concentrer au cours de l'écoulement, ou à l'inverse se diluer, faisant ainsi varier le volume, la concentration et la dynamique de l'écoulement durant son trajet.

Le modèle de Kneller (Kneller, 1995, Kneller et Branney, 1995) est le premier modèle à intégrer le temps. Basé sur 6 types d'écoulement distincts, ce modèle explique la nature plutôt érosive ou plutôt dépositionnelle d'un écoulement ainsi que l'organisation granulométrique, verticale et horizontale, du dépôt qui en résulte (Figure 3). Ces six modèles sont établis à partir de variation temporelle et longitudinale des écoulements turbiditiques. Au cours de son trajet sur une plus ou moins longue distance, l'écoulement rencontre des changements de topographie qui influe directement sur sa vitesse. Au cours de son déplacement, l'écoulement peut accélérer (écoulement accumulatif) lors d'une augmentation de pente ou lorsque sa voie de passage se rétrécit. L'écoulement peut également perdre de la vitesse (écoulements déplétifs) lorsque la pente diminue ou lorsque la topographie s'élargit comme au débouché d'un canyon. Au cours du temps, la vitesse va donc accélérer (*waxing*) ou décélérer (*waning*). Lorsque cette vitesse reste constante, l'écoulement est dit stationnaire (*steady*).

Ce modèle permet de mieux prendre en compte notamment l'impact de la topographie dans l'évolution dynamique de l'écoulement. Il permet d'expliquer des variations ponctuelles dans la typologie d'un dépôt, qui ne traduiront alors plus le processus dominant, mais un état ponctuel de celui-ci au cours du temps et de son parcours.

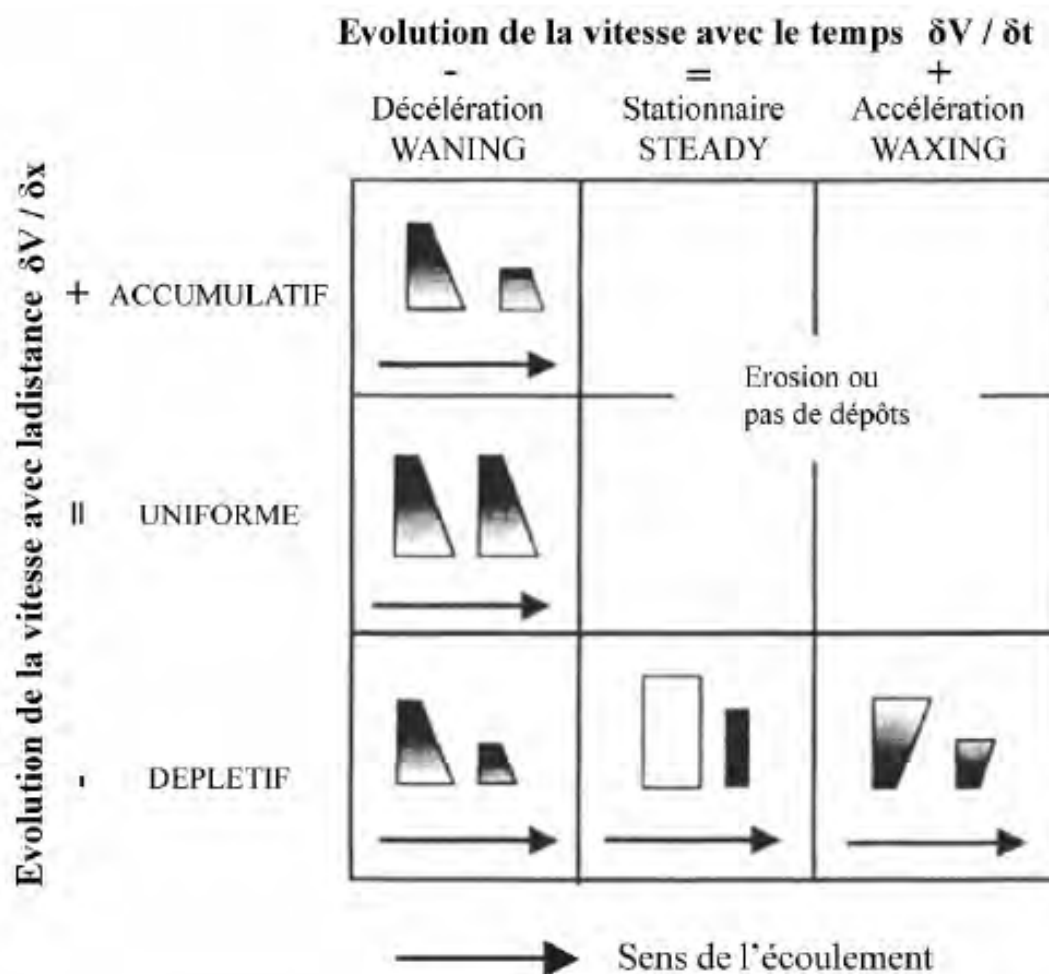


Figure 3 : Modèle de Kneller montrant l'évolution temporelle et spatiale des écoulements (Kneller, 1995, Kneller et Branney, 1995).

2. Eléments architecturaux des systèmes turbiditiques profonds

L'analyse des systèmes turbiditiques profonds s'est longtemps faite sous la forme de modèles conceptuels idéalisés. Les premiers modèles de dépôts pour les systèmes turbiditiques profonds datent des années 70. A cette époque, les concepts de systèmes turbiditiques marins modernes (Normark, 1970, 1970, Normark et al., 1979) et de systèmes turbiditiques anciens à l'affleurement (Mutti et Ricci Lucchi, 1972, Mutti, 1977) évoluent indépendamment et possèdent chacun une terminologie distincte. A la fin des années 70, Walker (1975, 1978) propose une première synthèse regroupant modèles récents et anciens. L'amélioration des techniques d'imagerie géophysique, notamment l'apparition de la sismique 3D dans les années 80, a mis en évidence une grande variabilité dans la morphologie des systèmes turbiditiques actuels. Le grand intérêt de l'industrie pétrolière pour les systèmes turbiditiques, pour leur potentiel réservoir en hydrocarbures, a lieu en parallèle du développement de nouveaux concepts, tels que la stratigraphie sismique et séquentielle (Vail et al., 1977). A partir de ces nouvelles méthodes d'études, de nombreuses modifications seront apportées aux modèles de Walker au cours des années 80 et 90, avant que Reading et Richards (1994) ne proposent une classification à double entrée qui reste depuis la plus communément utilisée (Figure 4). Cette classification est basée sur le type de source (ponctuelle, multiple ou

linéaire) et la granularité dominante (argile, mixte sable/argile, sable ou graviers) et conclue à l'existence de 12 modèles de dépôts principaux.

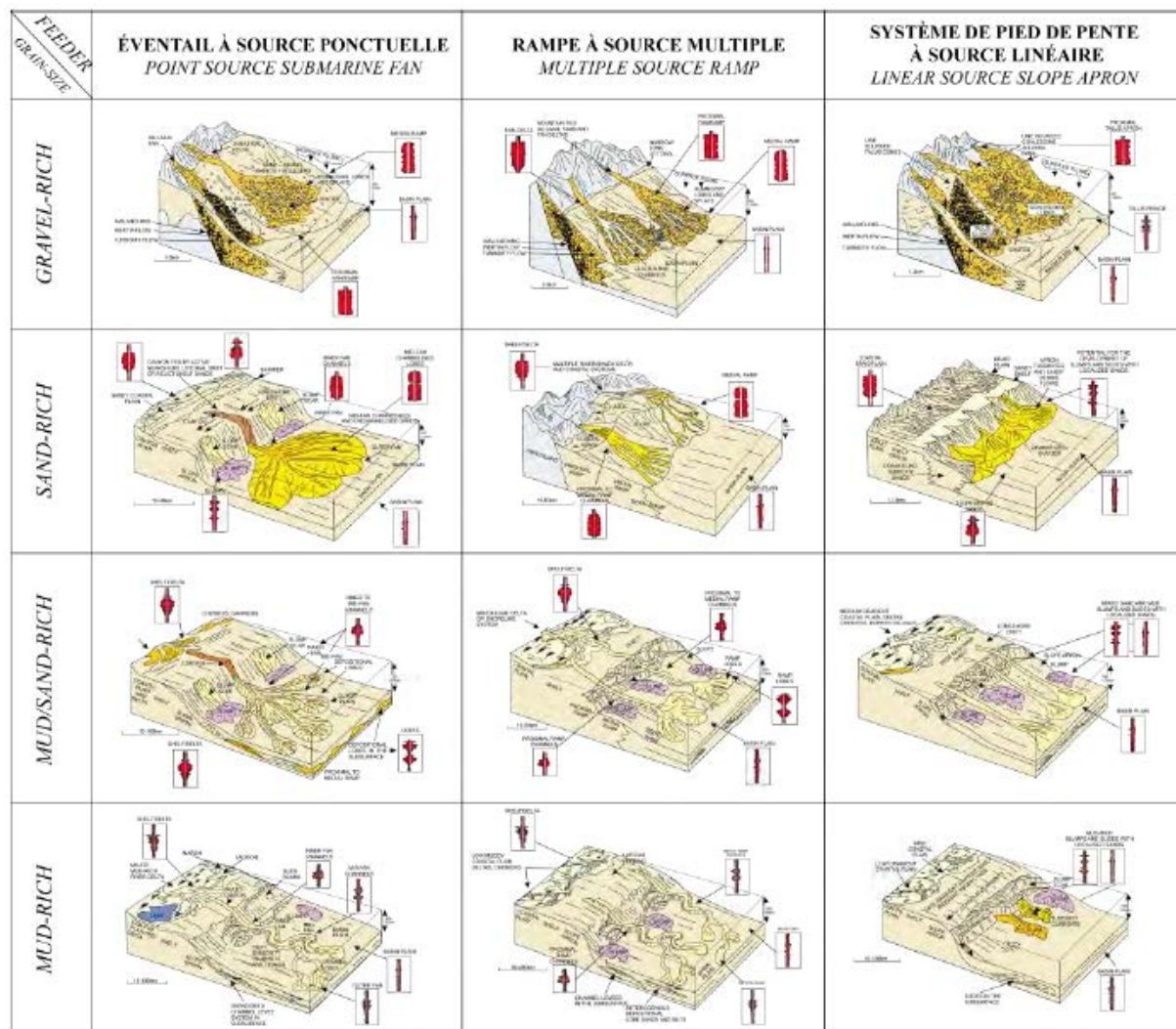


Figure 4 : Classification des systèmes turbiditiques profonds de Reading et Richards (1994), basée sur la granularité dominante de l'apport sédimentaire et la nature du système nourricier (d'après Richards et Bowan, 1998 ; Reading & Richards, 1994).

Enfin, la stratigraphie sismique a conduit à une nouvelle approche des systèmes turbiditiques dite "par éléments architecturaux" ou éléments dépositionnels. Les systèmes turbiditiques se trouvent alors divisés en briques élémentaires définies en termes de géométrie et de lithologie, identifiables dans chacun des systèmes turbiditiques. L'analyse des systèmes turbiditiques consiste donc en l'identification de ces différents éléments architecturaux et la reconstruction de leur développement et de leur connexion. C'est par cette approche que les grands ensembles des systèmes turbiditiques sont décrits dans les paragraphes suivants.

2.1. Les canyons sous-marins

Etudiés dès 1936 par Shepard, les canyons sous-marins constituent les voies de transit préférentielles pour le transport des particules sédimentaires depuis le plateau continental vers le domaine profond (Shepard et Dill, 1966, Shepard, 1981, Allen et Durrieu De Madron, 2009). La

morphologie classique des canyons, exhibant des profils en V et des flancs abrupts, traduit typiquement une zone en érosion (Shepard, 1981).

Les canyons sous-marins sont classiquement décrits en trois parties (Cronin, 1994, Cronin *et al.*, 2005). La **tête du canyon** est l'amorce du canyon, une zone d'érosion intense en haut de pente continentale, incisant parfois profondément le plateau continental. Les têtes de canyons présentent des morphologies variées : en amphithéâtre ouvert vers la côte comme dans le cas du canyon de Capbreton (Cirac *et al.*, 2001, Mazières *et al.*, 2014), arrondi et ouvert vers le bas de pente comme pour les multiples canyons de la pente du petit banc des Bahamas (Figure 5 ; Mulder *et al.*, 2012), étroit et ramifié, *i.e.* alimenté en amont par de multiples ravines (*gullies*) rectilignes et convergentes comme pour les canyons du Golfe de Palerme (Lo Iacono *et al.*, 2011) *etc...*

Le passage au **corps du canyon** se traduit généralement par une légère rupture de pente et, dans le cas des têtes de canyon ramifiées, par la disparition des ravines. Le corps du canyon correspond alors à une vallée en V (parfois en U, Figure 6) dont la profondeur augmente rapidement par rapport à la pente environnante. Les flancs du canyon peuvent alors atteindre plus de 1 000 m de dénivelé. Une morphologie en V n'est pas nécessairement significative d'un canyon étroit (Galloway, 1998 ; Normark et Carlson, 2003), certains pouvant atteindre 100 km de large (canyon de Zemchug, Figure 6 ; Carlson et Karl, 1988). La sinuosité des canyons est variable, pouvant être moyenne à forte, en particulier pour les canyons longs comme le canyon de Nazaré (Arzola *et al.*, 2008, Lastras *et al.*, 2009, Masson *et al.*, 2011) ou du Danube (Popescu *et al.*, 2004), ou faible, plus communément dans les canyons courts, comme dans le cas du canyon du Var (Migeon *et al.*, 2012) ou de la marge Celto-Armoricaine (Auffret *et al.*, 2000). L'axe des canyons est souvent considéré comme contrôlé par la tectonique locale, se développant alors à la faveur des structures préexistantes, ce qui est le cas du canyon de Capbreton (Cirac *et al.*, 2001, Ferrer *et al.*, 2008) ou des canyons de la marge d'Hikurangi fortement influencés par les failles chevauchantes dues au contexte de subduction (Mountjoy *et al.*, 2009). Enfin, la terminaison du canyon est nommée **embouchure**. Celle-ci se situe au pied de la pente continentale et se traduit par une diminution de la pente du canyon et de la profondeur de l'incision. La morphologie de l'ensemble évolue alors vers des éléments architecturaux plutôt constructifs qui seront traités dans les paragraphes suivants.

Les différences morphologiques des canyons sont intimement liées à leur niveau de maturité. Les canyons sont ainsi classés de matures à juvéniles (Twichell et Roberts, 1982, Farre *et al.*, 1983, Goff, 2001). Les canyons matures sont généralement larges et isolés, avec un développement méandrique. Il s'agit de canyons qui incisent profondément le plateau continental, au point de pouvoir être en connexion directe avec le rivage. Le transit sédimentaire est alors souvent permanent, en bas comme en haut niveau marin, et les dépôts sont souvent dépendants de remaniement du plateau (Goff, 2001, Harris et Whiteway, 2011). Il a été récemment reconnu que ce type de canyon, relié à un fleuve pourvoyeur de sédiments et incisant le plateau continental jusqu'à la côte, est significativement plus commun sur les marges actives (Harris et Whiteway, 2011). Les canyons immatures, quant à eux, n'atteignent pas le rebord du plateau continental et sont donc soumis à un transit sédimentaire réduit, du moins en haut niveau marin relatif.

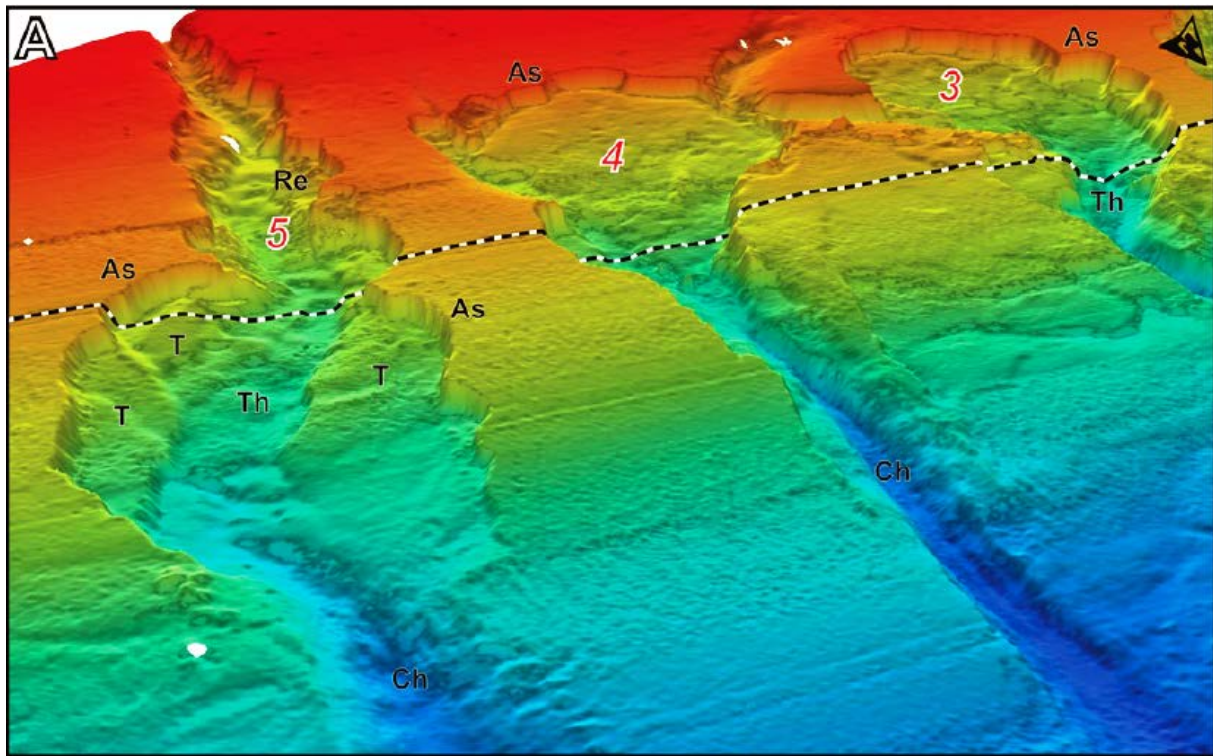


Figure 5 : Morphologie des têtes arrondies des canyons du Petit Banc des Bahamas (Mulder *et al.*, 2012)

Trois modes de formation principaux sont avancés pour l'initiation des canyons sous-marins :

- **l'érosion fluviale** : un ancien lit de rivière, creusé lors d'une phase importante d'émersion, se retrouve ennoyé (Spencer, 1903, Shepard, 1981);
- **l'érosion régressive** en tête de canyon : des glissements et déstabilisations successifs et/ou des courants gravitaires entraînent un rapprochement progressif de la tête du canyon vers le continent. Ce processus s'initie en bas de pente et remonte progressivement. Cette hypothèse, soulevée pour la première fois par Daly (1936) sera ensuite soutenue par les travaux de Kuenen (1937), Farre *et al.* (1983), Pratson *et al.* (1994), Pratson et Coakley (1996).
- **l'érosion continue progressive** : les courants hyperpycniaux générés à l'embouchure des fleuves permettent un apport sédimentaire continu qui entretient l'incision axiale et préserve le caractère érosif du canyon, permettant le transfert sédimentaire vers les zones profondes (Baztan *et al.*, 2005), ne préservant dans les canyons que des zones à faibles taux de sédimentation ou en *by-pass*.

Les modèles de stratigraphie séquentielle classiques (Posamentier *et al.*, 1988) ont longtemps conduit à considérer que l'initiation et l'érosion des canyons sous-marins se déroulaient principalement en période de baisse et de bas niveau marin. En période de haut niveau marin, les canyons étaient considérés comme déconnectés des sources d'apport, et donc inactifs. Or de nombreuses études récentes portant sur les sédiments marins holocènes tendent à prouver une importante activité des canyons sous-marins en haut niveau marin. Ainsi le canyon de Nazaré (Arzola *et al.*, 2008) et le canyon de Capbreton (Brocheray *et al.*, 2014) ont été décrits comme des dépôts-centres majeurs pour les sédiments holocènes. Egalement, les dérives littorales et l'hydrodynamique côtière semblent des éléments prépondérants pour le transfert des sédiments vers le domaine marin, comme c'est le cas pour le canyon de Capbreton (Mazières *et al.*, 2014) ou le canyon de

l'Ogoué, (Biscara *et al.*, 2011). De plus, un plateau continental réduit est un facteur complémentaire pour favoriser le transport des sédiments vers le domaine marin profond. Il se trouve que ces plateaux continentaux réduits sont essentiellement présents en contexte de marge active (Harris et Whiteway, 2011), là où se situe également les canyons qui incisent le plus les plateaux et qui ont une tête au plus près du trait de côte. Dans ce contexte de marge active, le transfert sédimentaire sera donc favorisé par le plateau continental réduit mais également par une position de la tête de canyon qui permettra un apport continu en haut niveau marin.

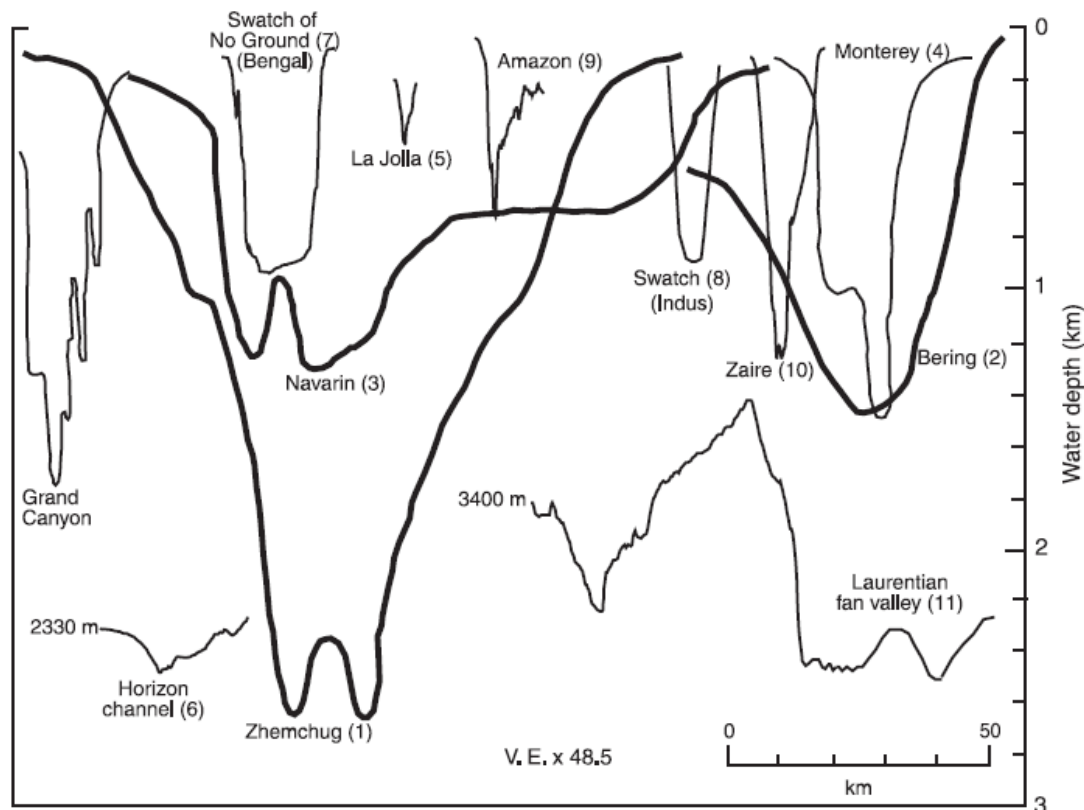


Figure 6 : Comparaison de sections transversales dans différents canyons sous-marins de par le monde, montrant les diversités de profondeur d'incision, de largeur et de morphologie. Ces profils, compilés dans l'étude de (Normark et Carlson, 2003), proviennent des études suivantes : (Carlson et Karl, 1988) pour les sous-marins canyons de Behring, Monterey, Navarin et Zhemchug et le Grand Canyon (USA), (Damuth et Kumar, 1975) pour le canyon de l'Amazon, (Stevenson et Embley, 1987) pour le chenal Horizon, (Shepard et Buffington, 1968) pour le canyon de La Jolla, (Piper et Normark, 1982) pour la vallée du Saint Laurent, (Shepard, 1973) pour le Swatch, (Shepard, 1973, Curray et Moore, 1974) pour le Swatch of no Ground et (Heezen *et al.*, 1964) pour le Zaïre.

2.2. Le complexe chenal-levée

Morphologie et typologie

La morphologie des chenaux est contrôlée par les processus d'érosion et de dépôt dépendants des courants turbiditiques qui les parcourent. Ainsi, l'énergie de ces courants tendant à décroître d'amont en aval, les processus d'érosion laissent progressivement place aux processus de dépôt. Le développement d'un complexe chenal-levée au débouché d'un canyon traduit précisément cette évolution où les courants turbiditiques ne sont plus confinés dans le canyon et mettent en place une structure accumulative, la levée.

La morphologie d'un complexe chenal-levée se définit donc par l'association entre ce chenal central, plus ou moins sinueux, et les reliefs des levées qui le bordent. Deux types de chenaux sont

distingués : les chenaux **érosifs ou en incision**, qui s'approfondissent alors que les levées s'élèvent peu (cas du Zaïre (Babonneau, 2002) ou du Bengale (Hübscher *et al.*, 1997) et les chenaux **constructifs** qui se développent par aggradation verticale en association à de puissante levée (cas de l'Amazonie, Flood *et al.*, 1991, Flood et Piper, 1997). Ces différentes morphologies peuvent se succéder d'amont en aval, illustrant la perte d'énergie des écoulements turbiditiques ainsi qu'une diminution de la pente.

La morphologie du chenal et de sa levée dépend de la nature des apports ainsi que de la pente (Clark *et al.*, 1992, Galloway, 1998). Les chenaux où transit du matériel grossier sont larges et rectilignes, et n'impactent que faiblement la topographie du fond marin puisque les levées associées sont peu ou pas développées (Clark *et al.*, 1992, Galloway, 1998). A l'inverse, les chenaux connaissant des apports de matériel fin sont plus étroits et profonds, sinueux à méandriformes et associés à des levées bien développées. Sur ces levées, en particulier sur leur crête et leur flanc externe, se développent des dunes sédimentaires, communément appelées *sediment waves* (Migeon *et al.*, 2000, Migeon *et al.*, 2001, Normark *et al.*, 2002, Wynn et Stow, 2002, Covault *et al.*, 2014).

Les levées sont des morphologies accumulatives situées latéralement aux axes des chenaux. Elles présentent une hauteur maximale (de l'ordre de quelques centaines de mètres pour les plus hautes d'entre elles) le long du thalweg puis s'amortissent progressivement en s'en éloignant, dessinant ainsi une morphologie en biseau caractéristique. Leur amplitude latérale varie entre 5 et 30 km. Ces levées peuvent également être présentes au sein des canyons où elles se développent principalement sous la forme de terrasses étagées, nommées "levées confinées" (Babonneau, 2002, Gaudin *et al.*, 2006). Ces levées résultent des processus de débordement des particules les plus fines contenues dans la partie supérieure de l'écoulement turbiditique chenalisé (voir ci-après). Ainsi, les dépôts résultant sont essentiellement des argiles et silts, présentant la forme de fines séquences granoclassées (terme Tc à Te de la séquence de Bouma).

Processus de construction

L'édification des levées se fait par débordements successifs des écoulements turbiditiques transitant dans le chenal, et en particulier de leur partie sommitale. Deux processus distincts sont identifiés pour ces phénomènes de débordement (Figure 7). Le débordement est nommé **overspilling ou overbanking** dans le cas où l'ensemble de l'écoulement passe au-dessus des flancs du chenal (Figure 8A). Il est nommé **flow stripping** lorsqu'uniquement la partie sommitale diluée de l'écoulement déborde, le plus souvent à la faveur d'un brusque changement d'orientation du chenal, préservant la partie concentrée qui reste confinée dans le chenal (Figure 8B). Dans les deux cas, les processus de débordement entraînent un appauvrissement relatif de la fraction fine et un enrichissement relatif de la fraction grossière dans l'écoulement chenalisé. Ils favorisent ainsi le transport des sables vers les domaines les plus distaux où se développent les lobes sableux.

A l'inverse des canyons qui sont des éléments architecturaux relativement figés sur les marges, les chenaux sont des éléments temporaires et instables. En effet, les chenaux peuvent migrer brusquement à la faveur d'un phénomène nommé **avulsion**.

Une avulsion peut être déclenchée par une rupture soudaine de la levée ou par l'érosion par écoulements turbulents de la rive externe des méandres dans le cas de chenaux de sinuosité élevée (Figure 9 et Figure 10). Une fois que le phénomène d'avulsion a eu lieu, l'ensemble des courants

utilisent cette nouvelle voie. Le courant n'étant plus chenalisé tend alors à s'épandre. L'écoulement prend des caractéristiques d'écoulement laminaire, se reconcentre et finit par déposer (processus de gel cohésif) en masse le sable qu'il transporte. Les dépôts sableux prennent la forme de paquets sableux tabulaires appelés *sheet sands* ou lobes d'avulsion (Flood *et al.*, 1991). Ces paquets sableux ont une signature sismique particulière, bien stratifiée et de forte amplitude, désignée sous le terme de HARPs (*High Amplitude Reflection Packets*). Ces HARPs sont caractéristiques des premiers dépôts post-avulsion et forment ainsi la base du prochain complexe chenal-levée, qui se développera jusqu'au prochain phénomène d'avulsion. Des HARPs ont été identifiés dans de nombreux systèmes turbiditiques profonds : le système de l'Amazon (Pirmez *et al.*, 1997), où ils ont d'ailleurs été définis, du Danube (Popescu *et al.*, 2004), de l'Indus (Kenyon *et al.*, 1995) ou du Congo (Droz *et al.*, 1996) par exemple.

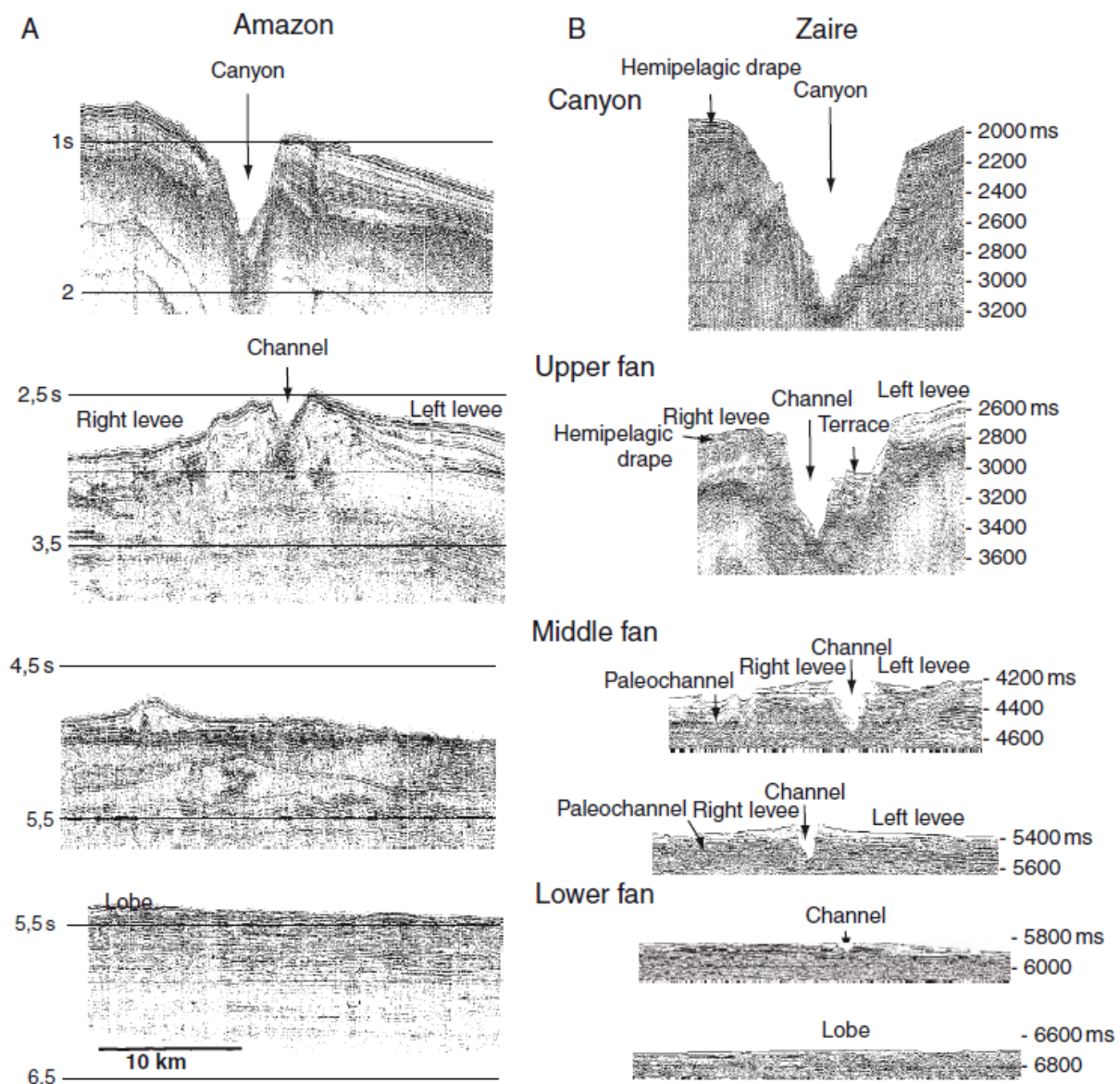


Figure 7 : Evolution longitudinale des chenaux de l'Amazon (Flood *et al.*, 1991) et du Zaïre (Babonneau, 2002) traduisant le passage de complexe en incision vers des complexes constructifs in (Mulder, 2001).

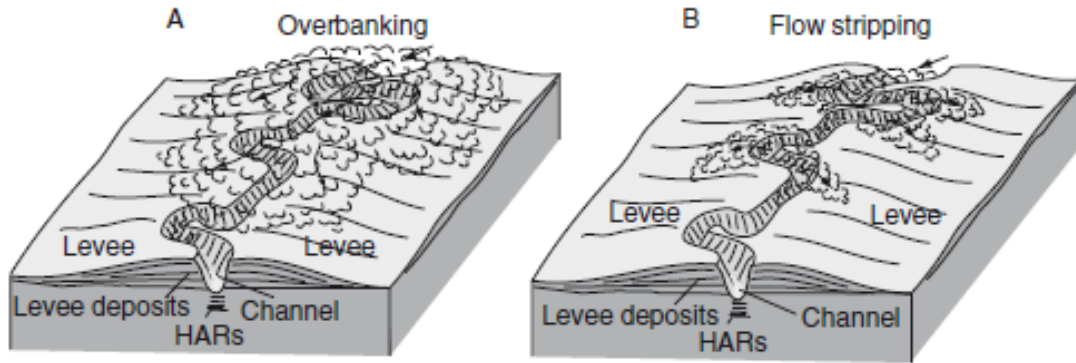


Figure 8 : A : phénomène d'overspill ou overbank (Hiscott *et al.*, 1997). B : phénomène de flow stripping (Piper et Normark, 1983).

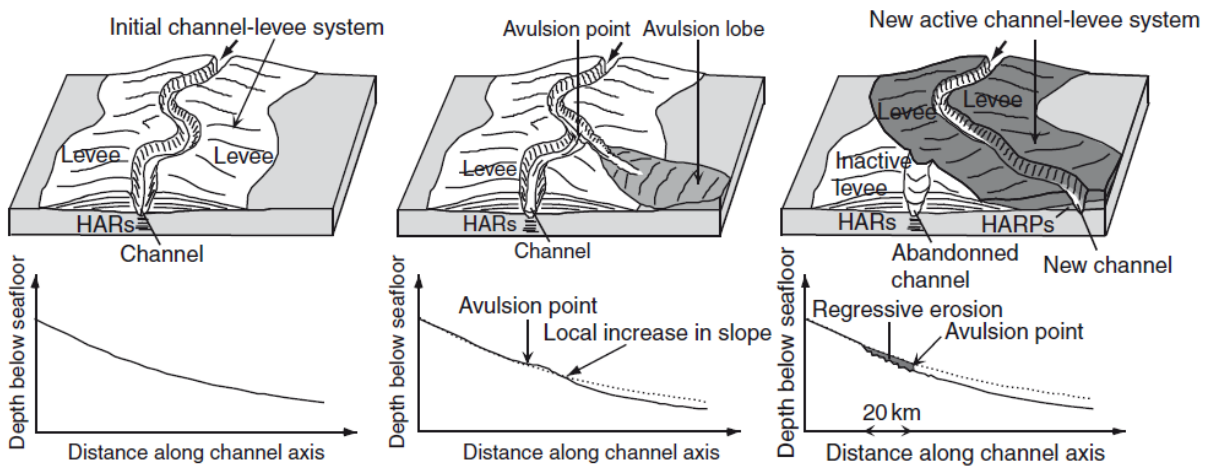


Figure 9 : Développement d'un phénomène d'avulsion dans un complexe chenal-levée (Babonneau, 2002).

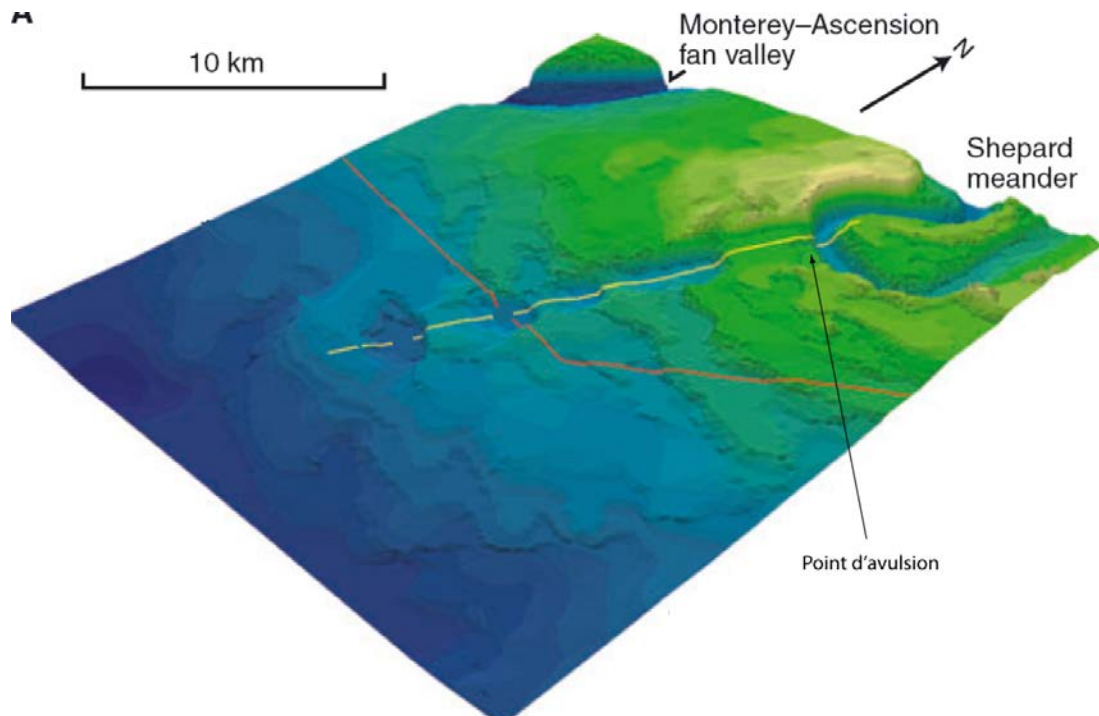


Figure 10 : Illustration d'un point d'avulsion dans un système turbiditique actuel, le Monterey Fan, marquant les prémices d'une avulsion (Fildani et Normark, 2004, Fildani *et al.*, 2013).

2.3. La zone de transition chenal-lobe

La transition morphologique entre canyon et complexe chenal-levée se marque par une coupure nette dans la topographie du fond marin. A l'inverse, la transition entre complexe chenal-levée et lobes est plus progressive, donnant lieu à une zone de transition appelée zone de transition chenal-lobe (ou **CLTZ** pour *Channel-Lobe Transition Zone* ; Wynn *et al.*, 2002, Jegou *et al.*, 2008 (Wynn *et al.*, 2002, Jegou *et al.*, 2008). Définie à l'affleurement dans des systèmes turbiditiques anciens dans les années 80 (Mutti, 1985 ; Mutti et Normark, 1987), la CLTZ n'a été imagée dans les systèmes marins actuels qu'au début des années 2000 (Wynn et Stow, 2002, Bonnel, 2005).

La CLTZ est située à la rupture de pente marquant la terminaison du chenal et le passage au domaine de *basin-floor*. Du fait de la diminution de la hauteur de la levée à cet endroit, le courant gravitaire passe d'un contexte chenalisé à non chenalisé, ce qui implique son déconfinement. La rupture dans le gradient de pente entraîne un réajustement de la vitesse et de la hauteur de l'écoulement. Ces changements de caractéristiques de l'écoulement peuvent entraîner un ressaut hydraulique (Komar, 1971). Ceci se traduit par une augmentation de la hauteur de l'écoulement, de sa turbulence et de son pouvoir érosif. La CLTZ peut donc correspondre à une zone de by-pass ou d'érosion, ceci dépendant essentiellement de la proportion en argiles de l'écoulement, *i.e.* de l'efficacité du système.

Dans les systèmes turbiditiques à **fort ratio sables/argiles** (*sand-rich system*), comme les systèmes du Navy Fan (Normark *et al.*, 1979) ou du Laurentian Fan (Normark *et al.*, 1983), la CLTZ est rarement présente, du moins sous la forme telle que décrite par Wynn *et al.*, 2002. Les écoulements de ces systèmes, à faible capacité de transport, riches en sables et à faible concentration argileuse, donnent lieu à la mise en place de lobes sableux « attachés » à la terminaison du chenal. La surface de ces lobes est soumise à d'intense processus de *scouring*. Dans les systèmes à **faible ratio sables/argiles** (*mud-rich*), comme le Zaïre (Babonneau *et al.*, 2002), la CLTZ est mieux développée. Les écoulements de ces systèmes, à forte capacité de transport, appauvri en sables et à forte concentration argileuse, by-pass la terminaison du chenal et donnent lieu à des lobes détachés. Ceux-ci sont séparés de la terminaison du chenal par une zone de *scouring* moins intense.

La morphologie typique d'une CLTZ est celle d'un cône ouvert vers l'aval (Figure 11). Le début de ce cône est caractérisé par une zone de by-pass (Mutti et Normark, 1987) puis il se développe sur celui-ci différentes structures d'accumulation et d'érosion (Mutti et Normark, 1987 ; Wynn *et al.*, 2002). L'orientation de ces structures est perpendiculaire à la direction principale de courant. Evoluant longitudinalement à la CLTZ, le schéma de répartition amont-aval de ces structures est toujours identique : (1) dans un premier temps, les figures d'érosion, soient des sillons d'érosion, puis de larges *scours* amalgamés, des *scours* larges et isolés, de petits *scours* en chevron, et enfin de petits *scours* en cuillère isolés ; (2) dans un second temps, les figures d'accumulation de type *coarse-grained sediment waves* (Wynn *et al.*, 2002 ; 2007).

La présence de ces sillons d'érosion et *scours* est expliquée comme le résultat du changement de pente à la terminaison du chenal (Mutti et Normark, 1987) et du ressaut hydraulique associé subit par l'écoulement. Bonnel *et al.* (2005) proposent plutôt une position des *scours* comme marqueurs de la position d'un paléo-chenal.

La CLTZ est donc supposée migrer en fonction des progradations, avulsions et rétrogradations du système turbiditique. Aujourd'hui, la CLTZ n'est défini qu'à travers le modèle de

Wynn *et al.* (2002) qui met en évidence l'impact de sa morphologie et des hétérogénéités de faciès engendrées sur la modélisation réservoir. Néanmoins cette architecture est encore faiblement contrainte et l'amélioration des connaissances sur ce corps sédimentaire, notamment par des études à fine échelle de CLTZ dans des systèmes actuels, permettra une nette amélioration des modèles réservoirs prédictifs.

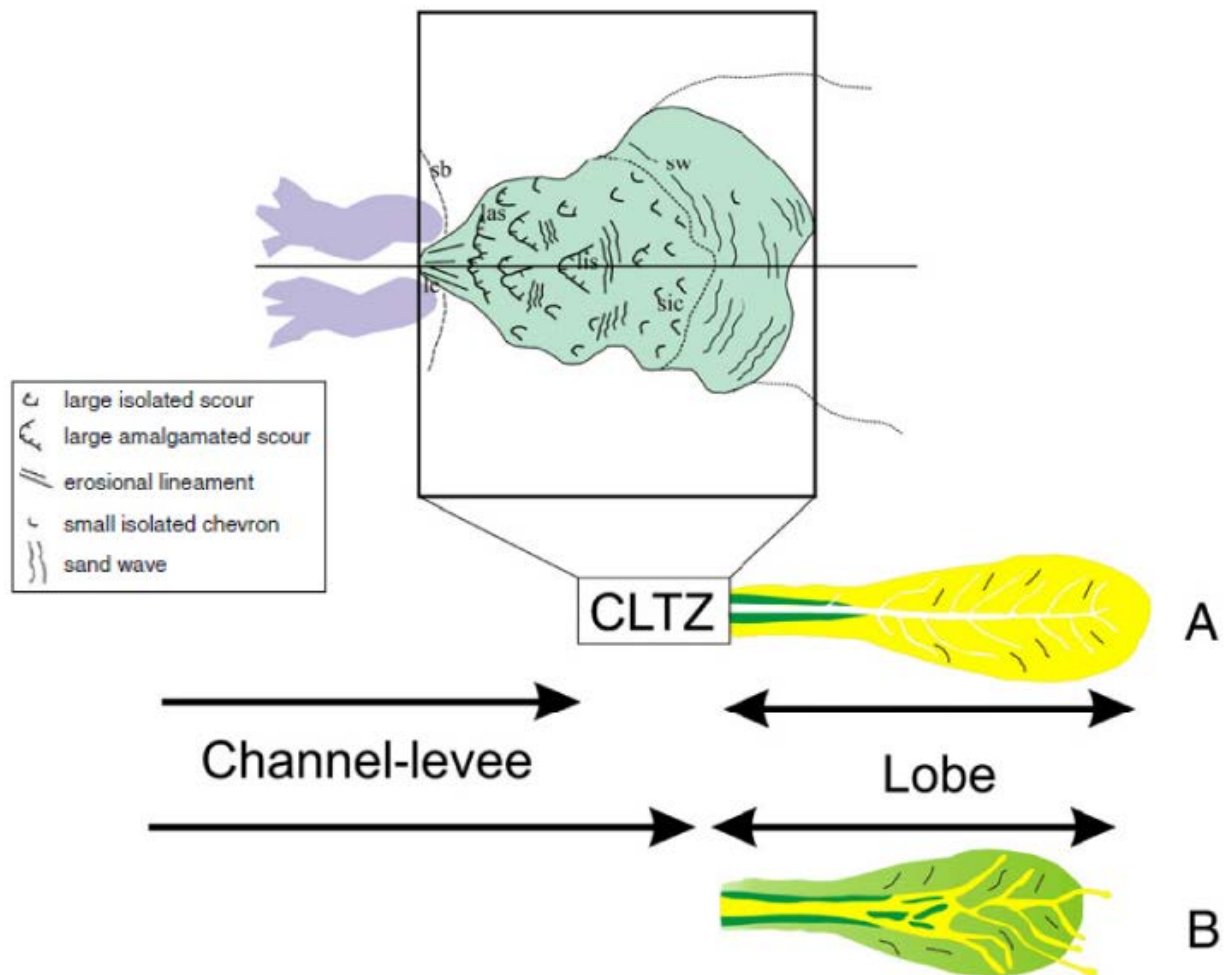


Figure 11 : Représentation d'une zone de transition chenal-lobe (CLTZ (Wynn *et al.*, 2002)). A : cas d'un lobe sableux. B : cas d'un lobe argileux (Wynn et Stow, 2002, Bonnel, 2005).

Plus récemment, le processus de *cyclic-step* a été mis en avant pour expliquer à la fois la formation des *sediment waves* et des *scours*. Ce processus d'écoulement alterne entre une capacité purement érosive et une capacité purement accumulative, permettant la génération alternativement de structure en aggradation, les *sediment waves*, et en érosion, les *scours* (Fildani *et al.*, 2006, Kostic et Parker, 2006, Kostic, 2011, Fildani *et al.*, 2013).

2.4. Les lobes

Une fois cette zone de transition dépassée, les sédiments grossiers, issus du tri du matériel réalisé en amont par les processus de débordement, se déposent au débouché du système (Alexander et Morris, 1994). Ils se mettent en place sous la forme d'un objet sédimentaire riche en sables, de forme ovoïde et bombée appelé **lobe** (Mulder et Etienne, 2010). Le lobe est une zone préférentielle de dépôts représentant le point le plus distal du système turbiditiques (Mutti et

Normark, 1991). Leur extension est variable, de quelques mètres à plusieurs kilomètres, dépendant de la taille du système, du volume et de la nature des apports, de la configuration du bassin (Mutti, 1985). Il existe ainsi des lobes sableux d'architecture simple et de taille réduite, associés à des ravines ou des chenaux non matures (Deptuck *et al.*, 2008) mais également, dans le cas de systèmes riches en boue, des lobes chenalisés et vastes avec une grande variété dans la nature des dépôts (Twichell et Roberts, 1982, Bonnel *et al.*, 2005).

Les multiples études récentes et l'amélioration des techniques de reconnaissance permettent aujourd'hui d'aller plus loin dans la compréhension de l'architecture des lobes. Le terme lobe désigne un éléments architectural d'environ 10 km de long par 2 km de large et quelques mètres d'épaisseur (Figure 12, Prélat *et al.*, 2009). Cependant, cet élément architectural se décompose désormais en différentes unités, d'échelle différentes : le lobe se divise en *lobe elements* (taille de l'ordre du kilomètres), eux même divisés en *lobe beds* ; plusieurs lobes dépendant d'une même source sont regroupés sous le terme de lobe system, qui eux-mêmes empilés forment un *lobe complex* (Prélat *et al.*, 2009). Ces différents éléments de tailles variées correspondent à des périodes de temps différentes : un *lobe beds* correspond généralement à un évènement unique alors qu'un *lobe complex* sera le résultat de quelques milliers (Droz *et al.*, 2003) à plusieurs millions d'année de dépôts successifs (Mulder et Etienne, 2010).

3. Les avancées récentes dans la compréhension de la dynamique gravitaire en domaine marin profond

3.1. Les écoulements hybrides

Lors de leur progression d'amont en aval, les écoulements turbiditiques sont supposés être de plus en plus dilués du fait de l'incorporation d'une plus grande quantité d'eau et d'une diminution de la charge sédimentaire en suspension. Certains écoulements turbiditiques semblent cependant évoluer en des courants cohésifs, à la fois latéralement et longitudinalement, montrant un passage progressif d'un régime turbulent vers un régime laminaire (Haughton *et al.*, 2009). Ces deux changements d'états successifs le long de la pente induisent des divisions théoriques dans les systèmes turbiditiques. La partie proximale des systèmes turbiditiques se caractériserait ainsi par le changement de rhéologie de l'écoulement gravitaire depuis un régime laminaire vers un régime turbulent. A l'inverse, la partie terminale des systèmes turbiditiques se caractériserait par un retour de l'écoulement gravitaire à un régime laminaire (Lowe and Guy, 2000 ; Haughton *et al.*, 2003 ; Talling *et al.*, 2004). Ces transformations induisent des changements de vitesse, de turbulence et de charge sédimentaire, ainsi que des chutes et augmentations de concentrations et densité (Figure 13). Le changement depuis un courant turbulent à un courant cohésif peut être progressif, ce qui donne lieu à des courants dits hybrides ou co-génétiques (Figure 13 ; Haughton *et al.*, 2009).

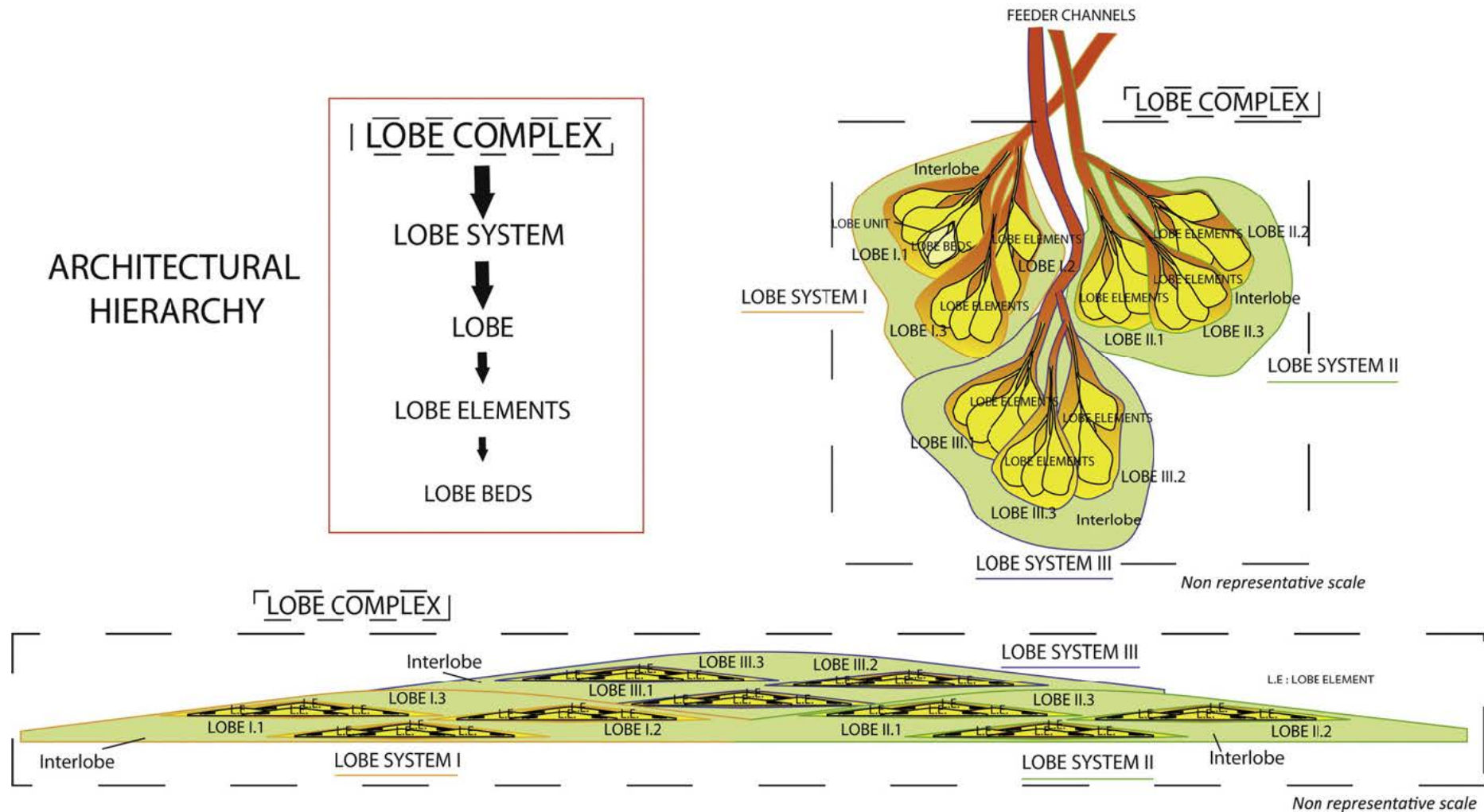


Figure 12 : Terminologie des géométries de lobe. Le lobe devient un corps sédimentaire d'échelle intermédiaire entre les *lobe complexes*, un ensemble représentatif à l'échelle d'un bassin, et les *lobe beds*, des unités géométriques représentatives d'événements uniques. D'après (Prélat *et al.*, 2009) in (Mulder et Etienne, 2010).

Les courants hybrides engendrent trois différentes séquences de dépôts types, chacune présentant des variations verticales distinctes (Haughton *et al.*, 2009) :

- les **megabeds** traduisent une gradation verticale depuis un **écoulement basal cohésif vers un transport non-cohésif**. Les megabeds sont le plus souvent des corps sédimentaires isolés et de large volume. Ils correspondent à des couplets débrite-turbidite, le dépôt turbiditique se situant au sommet du couplet. Les débrites-turbidites megabeds enregistrent des événements gravitaires de plus grande ampleur que les turbidites « classiques » (Mutti *et al.*, 1984, Haughton, 2003).
- Les turbidites à débrites associées, ou **linked debrite**, sont plus communes, en particulier aux bordures des systèmes turbiditiques profonds, *i.e.* la frange distale, et sont de taille standard. Elles traduisent une transition de rhéologie **depuis du non-cohésif vers du cohésif**. Le couplet turbidite-débrite comprend une base de grès déstructuré mal trié à figures d'échappement de fluide surmontée par des grès argileux ou des argiles sableuses comprenant couramment des débris clastiques argileux, une forte concentration en matière organique et des injections sableuses (Haughton *et al.*, 2009).
- Les **banded sandstones** enregistrent des **alternances cycliques plus complexes** de courant plus ou moins cohésifs. La séquence apparaît comme une succession de bandes claires ou foncées qui traduisent des dépôts à matrice gréseuse avec des enrichissements ponctuels en argiles. Ces structures sont attribuées à des courants qui sont intermédiaires entre pleinement turbulent et laminaire (Haughton *et al.*, 2009).

Des *linked-debrites* ont été reconnues dans de nombreux systèmes turbiditiques anciens (chenalisés ou non), qu'ils soient de type mud-rich (Kane *et al.*, 2012), *sand-rich* (Haughton *et al.*, 2003, 2009) ou mixte (Davies *et al.*, 2009). Des débrites riches en matière organique ont été reconnues dans les franges distales de systèmes turbiditiques (chenalisés ou non) au-delà de la zone de chenal-levées ou dans de simples bas topographiques (Talling *et al.*, 2004, 2007, 2010 ; Migeon *et al.*, 2010)). Si leur distribution et leur extension sont encore difficiles à prévoir du fait d'une distribution asymétrique le long de la frange (Hodgson *et al.*, 2006), l'architecture de ces dépôts hybrides a une importante implication dans le potentiel réservoir des champs pétroliers de types turbiditiques. En effet, les rapides variations de faciès qu'ils entraînent, et les variations de porosité-perméabilité associées sont autant de composantes qui impactent la qualité d'un réservoir.

3.2 Les écoulements supercritiques et les figures sédimentaires associées

3.2.1 Généralités sur la dynamique des fluides

La classification des écoulements gravitaires telle que présentée précédemment (1. Les processus gravitaires) est principalement fonction de la rhéologie de l'écoulement. La transition d'un écoulement depuis un régime laminaire vers un régime turbulent correspond à une évolution de la viscosité du fluide. Cette viscosité est caractérisée par le nombre de Reynolds (Re , sans dimension) : si $Re < 500$, le régime est laminaire ; si $Re > 2\,000$, le régime est turbulent ; entre ces deux valeurs extrême, le régime est qualifié de transitoire (Figure 14).

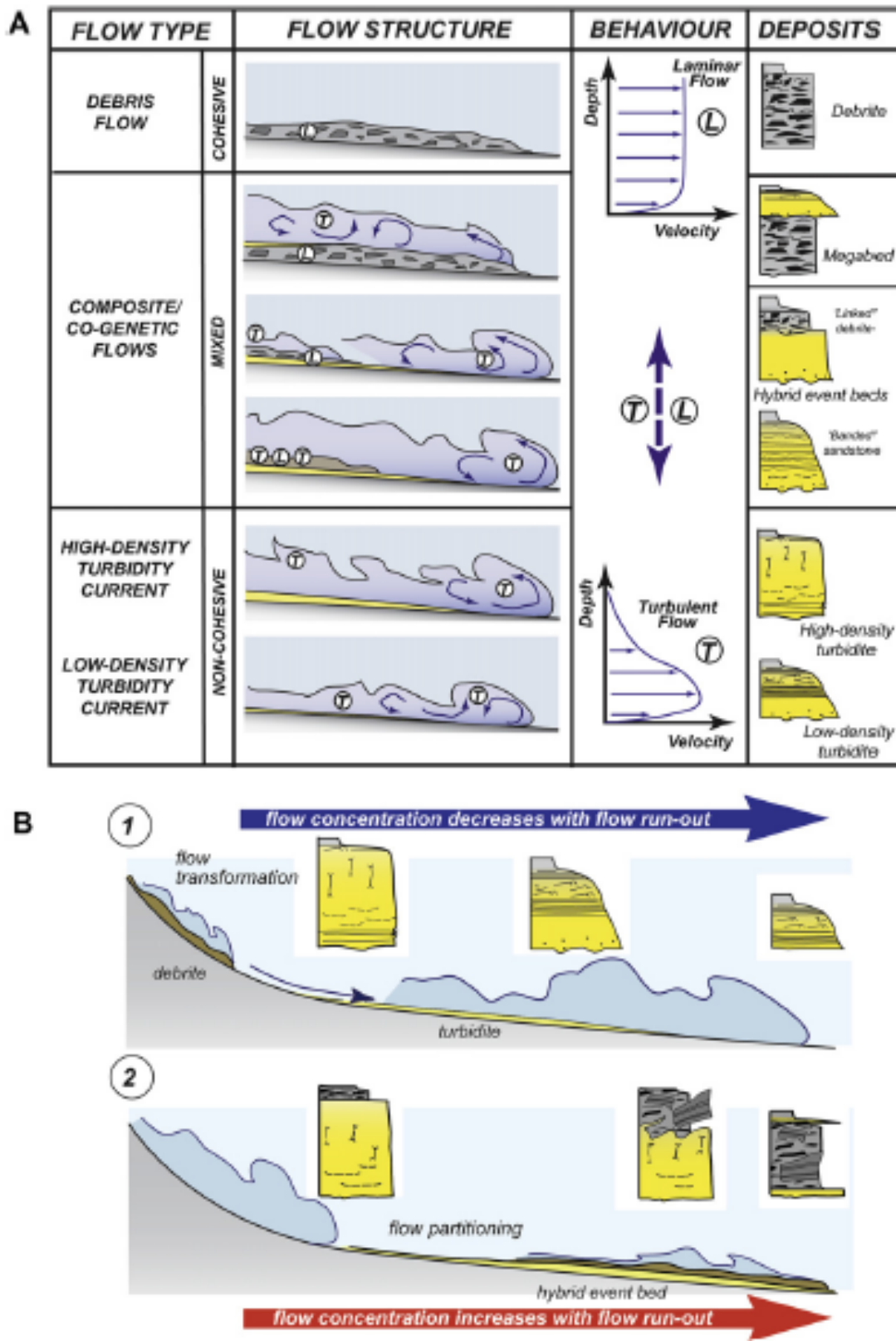


Figure 13 : A : Schéma de classification des dépôts mis en place par écoulements gravitaires en fonction de leur nature cohésive, non-cohésive ou transitionnelle (écoulements hybrides). B : Les dépôts de débrides et turbidites dominent les dépôts des systèmes turbiditiques marins profonds et correspondent à une dilution de plus en plus importante de l'écoulement gravitaire vers l'aval. Cependant, certains systèmes montrent des dépôts de type plus cohésif en terminaison de systèmes (frange) qui sont interprétés comme résultant d'écoulements hybrides (Haughton *et al.*, 2009).

Une autre façon de caractériser un écoulement est de prendre en compte l'impact de la pesanteur. Le nombre de Froude (Fr), sans dimension, permet de caractériser dans un fluide donné l'importance de l'énergie cinétique des particules transportées par rapport à leur énergie potentielle gravitationnelle. Autrement dit, le nombre de Froude exprime un rapport entre la vitesse et la force de pesanteur qui s'exerce dessus. Il définit ainsi la potentialité d'érosion de l'écoulement. Si $Fr < 1$, l'écoulement est dit subcritique ou en régime fluvial ; si $Fr = 1$, l'écoulement est dit critique ; si $Fr > 1$, l'écoulement est supercritique ou en régime torrentiel (Figure 14). Le passage du régime supercritique au régime subcritique entraîne un ressaut hydraulique. Celui-ci se caractérise par une abrupte élévation de la hauteur de l'écoulement et sa rapide décélération, ainsi que d'une importante perte d'énergie.

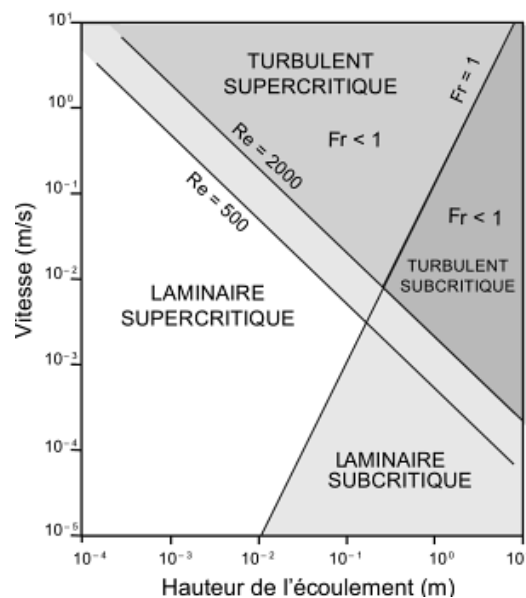


Figure 14 : Régime d'écoulement libre en fonction des valeurs critiques des nombres de Froude et de Reynolds (in Cojan et Renard, 2013).

Pour comprendre les différences entre écoulements subcritiques et supercritiques, il faut supposer un écoulement quasi-stationnaire et donc une évolution lente de la forme de la surface libre sur laquelle une déformation (« bosse ») est déjà présente. Lors d'un écoulement subcritique sur un fond érodable (surface libre), l'écoulement est en accélération. A l'approche de l'obstacle, le courant subcritique accélère : le potentiel érosif est concentré sur la face exposée. La décélération du courant se fait après le passage de l'obstacle : la face abritée est en accumulation. Ce mécanisme est à l'origine de la mise en place de *sediment waves* migrantes vers l'aval. Lors d'un écoulement supercritique, l'écoulement est en décélération à l'approche de l'obstacle. Le fluide s'accumule générant de l'accumulation sur la face exposée et de l'érosion sur la face abritée. Ce mécanisme est à l'origine de la mise en place de *sediment waves* migrantes vers l'amont.

Les *sediment waves* migrantes font parties des structures sédimentaires les plus fréquemment observées et décrites, et ce dans divers environnements marins : sur les flancs des levées sédimentaires (Piper et Savoye, 1993 ; Normark *et al.*, 2002 ; Fildani *et al.*, 2006, Migeon *et al.*, 2001, Babonneau *et al.*, 2012), sur les pentes continentales (Wynn *et al.*, 2000 ; Ercilla *et al.*, 2002), à la terminaison des chenaux turbiditiques (Wynn *et al.*, 2002), dans les axes des chenaux turbiditiques ou les thalwegs de canyons sous-marins (Normark *et al.* 2009, Mazerais *et al.*, 2014).

3.2.2. Structures sédimentaires en conditions d'écoulements supercritiques

Les écoulements supercritiques sont des phénomènes relativement communs dans les environnements sédimentaires modernes mais leur identification dans les dépôts stratigraphiques anciens en est encore à ses balbutiements (Cartigny *et al.*, 2014). Les surfaces libres des courants supercritiques turbulents sont caractérisées par des vagues, des ressauts hydrauliques et des déferlements (Brock, 1967, Alexander *et al.*, 2001 ; Taki & Parker, 2005, Cartigny *et al.*, 2014). En contexte d'écoulement sur une surface libre, le passage de courants supercritiques sur des niveaux de sédiments meubles conduit à la mise en place de trois types de structures sédimentaires particulières : les antidunes, les *chutes-and-pools* et les *cyclic steps*.

Les antidunes

Les antidunes sont des structures litées géométriquement et dynamiquement en phase avec des déformations douces du fond marin. Certains décrivent les antidunes comme des structures migrantes vers l'amont (à contre-pente et contre-courant) uniquement (Normark *et al.*, 1980, Wynn *et al.*, 2000) ; d'autres considèrent qu'elles peuvent migrer indifféremment vers l'amont ou l'aval en fonction de l'énergie de l'écoulement et de la taille de grains transportés (Alexander *et al.*, 2001, Cartigny *et al.*, 2014). Des modélisations analogiques sont réalisées depuis longtemps pour comprendre le processus de génération et de dépôts ainsi que les structures internes des antidunes (Hand, 1974, Alexander *et al.*, 2001, Cartigny *et al.*, 2014). Lors de l'écoulement, les faces amont des antidunes sont dominées par de l'accumulation, les faces aval par de l'érosion. Les vitesses du courant sont maximales dans les creux, minimales sur les crêtes. La principale caractéristique de ce type de structures est d'être de très courte durée.

Les chutes-and-pools

Les *chutes-and-pools* sont des structures où l'écoulement accélère brutalement (chutes), puis, à la suite d'un ressaut hydraulique, atteint une fosse (pool) où l'écoulement est calme. Au sein de la fosse, l'écoulement accélère de nouveau jusqu'à la chute suivante. Ces structures sont identifiées comme migrantes vers l'amont (Guy *et al.*, 1966). La vitesse des écoulements générant les *chutes-and-pools* sont comparables, voir plus élevées que celle permettant l'édification des antidunes (Middleton, 1965). Les *chutes-and-pools* peuvent par ailleurs être suivies distalement par des antidunes (Middleton, 1965 ; Guy *et al.*, 1966).

Les cyclic steps

Les *cyclic steps* ont été décrits comme des séries de marches migrant doucement vers l'amont, où chaque marche se compose d'une zone d'écoulement supercritique chutant brutalement et terminée par un ressaut hydraulique (Parker, 1996). Autrement dit, chaque marche connaît un point critique où $Fr=1$: en amont de ce point le courant est subcritique ($Fr<1$), en aval de ce point le courant est supercritique ($Fr>1$) (Figure 15 ; Kostic, 2011). L'écoulement subcritique induit une zone de dépôt et/ou d'arrêt de l'incision (*cyclic steps* net-dépositionnel), l'écoulement supercritique induit une zone en érosion et/ou en arrêt de sédimentation (*cyclic steps* net érosifs). La présence de ressaut hydraulique interne à chaque terminaison de marche stabilise la morphodynamique du courant et donc entraîne un train de marche migrant vers l'amont (Kostic, 2011). Du fait de l'accumulation essentiellement sur le flanc amont, la structure interne des *cyclic steps* correspond à des fuseaux de

lamines onlappant sur le flanc aval. L'érosion dominante sur le flanc aval entraîne la migration vers le haut de pente de ces structures.

La distinction entre *cyclic steps* et *chutes-and-pools* n'est pas évidente puisque les *cyclic steps* font également appel à un flanc amont en accumulation et un flanc aval en érosion. Il a tout d'abord été proposé de définir les *chutes-and-pools* comme un cas limite des *cyclic steps* où le flanc amont, théoriquement le plus raide, conserverait une pente relativement douce (Taki & Parker, 2005). Cartigny *et al.* (2014) montrent qu'il faut plutôt considérer l'ensemble antidune, *chute-and-pools* et *cyclic steps* comme un continuum dépendant de l'augmentation du nombre de Froude (Figure 16).

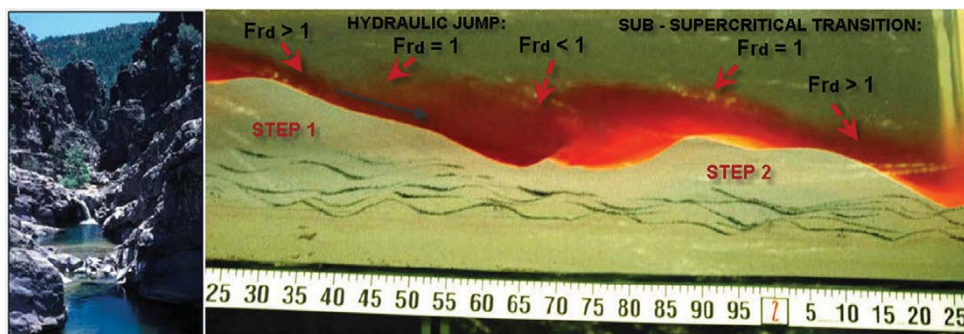


Figure 15 : A : Chutes-and-pools- B : Cyclic steps (Kostic, 2011).

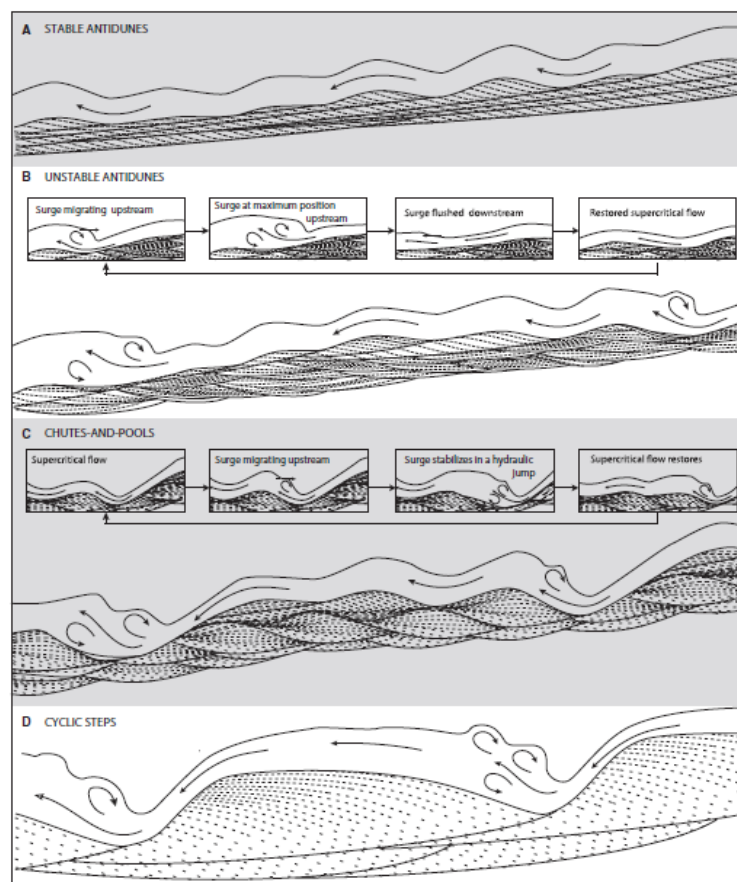


Figure 16 : Représentation idéalisée de l'évolution des courants supercritiques en fonction de l'augmentation du nombre de Froude, et figures sédimentaires associées (Cartigny *et al.*, 2014). Le courant s'écoule de la droite vers la gauche et l'échelle verticale est exagérée pour une meilleure compréhension.

3.2.3 Les *cyclic steps* sous-marins

Les *cyclic steps* n'ont été que récemment reconnus en domaine sous-marins puisque ce sont les modélisations numériques de Kostic and Parker (2006) qui ont permis l'interprétation en tant que *cyclic steps* de la succession de *sediment waves* et *scours* du système de Monterey (Fildani *et al.*, 2006). Fildani *et al.*, (2006) révèlent ainsi que dans de nombreux cas, les *sediment waves* turbiditiques peuvent être une autre manifestation des instabilités morphodynamiques des écoulements supercritiques sur surfaces érodables. Kostic (2011) définit les *cyclic steps* sous-marins comme « une classe de *sediment waves* formées par un transport en suspension, d'origine turbiditique, de grande échelle et migrant vers le haut de pente ».

Une classification des *sediment waves* est proposée par Migeon *et al.* (2000), d'après les études menées sur la Ride du Var : se basant sur leur géométrie, les *sediment waves* d'origine turbiditique sont classées en symétrique, asymétrique ou « asymétrique inverse ». Les modélisations numériques de Kostic (2011) montrent que ces 3 géométries sont toutes des manifestations de *cyclic steps* net-dépositionnel. La formation des levées est généralement expliquée par les processus de *flow stripping* (Piper and Normark, 1983). Le développement de ces levées est dicté par l'édification des *sediment waves* (Migeon *et al.*, 2000). Lorsque la hauteur de la levée permet encore au courant turbiditique chenalisé de déborder, des *sediment waves* asymétrique se forment sur le flanc externe de la levée. Le courant de *flow stripping* contient du matériel relativement grossier qui va, lorsque les conditions sont réunies, générer un train de *cyclic steps* net-dépositionnel limité par des ressauts hydrauliques. Plus ces *sediment waves* asymétriques croissent, plus la levée associée devient haute : l'écoulement turbiditique est de plus en plus confiné. Le courant de *flow stripping* transporte du matériel de plus en plus fin qui, lorsqu'il vient draper les *sediment waves* asymétriques, peut entraîner des *sediment waves* asymétriques « inverses » ou symétriques. Dans le même temps, le sédiment le plus grossier reste canalisé plus longtemps et sera transporté plus bas dans le système, générant le développement de nouvelles *sediment waves* asymétriques en aval (Kostic, 2011).

Les processus de formation des *sediment waves* dépendent de processus *cyclic steps* net-dépositionnel. Or le processus de *cyclic steps* intervient également en étant « net-érosif » lors de la formation de *scours* (Fildani *et al.*, 2006, Kostic and Parker, 2006, Kostic, 2011). La formation de *scours* comme prémices de l'incision d'un chenal a été observée dans différents chenaux avec des levées associées bien développées (McHargue, 1991 ; Deptuck *et al.*, 2003 ; Catteral *et al.*, 2010 ; Migeon *et al.*, 2010). Grâce aux données haute résolution du chenal de Monterey (Fildani *et al.*, 2006) et aux modélisations analogiques et numériques de Kostic et Parker (2006) et de Kostic (2011), il a été possible d'illustrer concrètement l'idée qu'un chenal en incision est initié par un processus de *cyclic-steps* net-érosif. Dans le cas du chenal de Monterey, le débordement par-dessus la levée de courants turbiditiques au niveau d'un méandre résulte en la création d'une série de ressauts hydrauliques net-érosifs (ou *cyclic steps* net-érosifs, Figure 17, Fildani *et al.*, 2006). Le train de *scours* linéaire correspond à une avulsion et un donc à un « néo-chenal » en incision. Dans le système du chenal de Luci Chica, le champs de *scours* identifié est interprété comme pouvant évoluer en chenaux continus (Maier *et al.*, 2011). Dans ces deux cas, la taille des *scours* est sensiblement identique à la largeur du point d'avulsion (Fildani *et al.*, 2013). Un dernier exemple de l'interaction entre *cyclic-steps* net-dépositionnels et net-érosifs se situe sur la ride du système turbiditique de Kramis (Babonneau *et al.*, 2012). Sur la levée de Kramis, au pied de *sediment waves*, de larges *scours* sont développés. Ils sont interprétés comme résultants de *cyclic steps* net-érosifs en lien avec

l'arrivée d'un écoulement par le canyon de Khadra, qui intersecte la direction d'écoulement principale en provenance du canyon de Kramis (Figure 18).

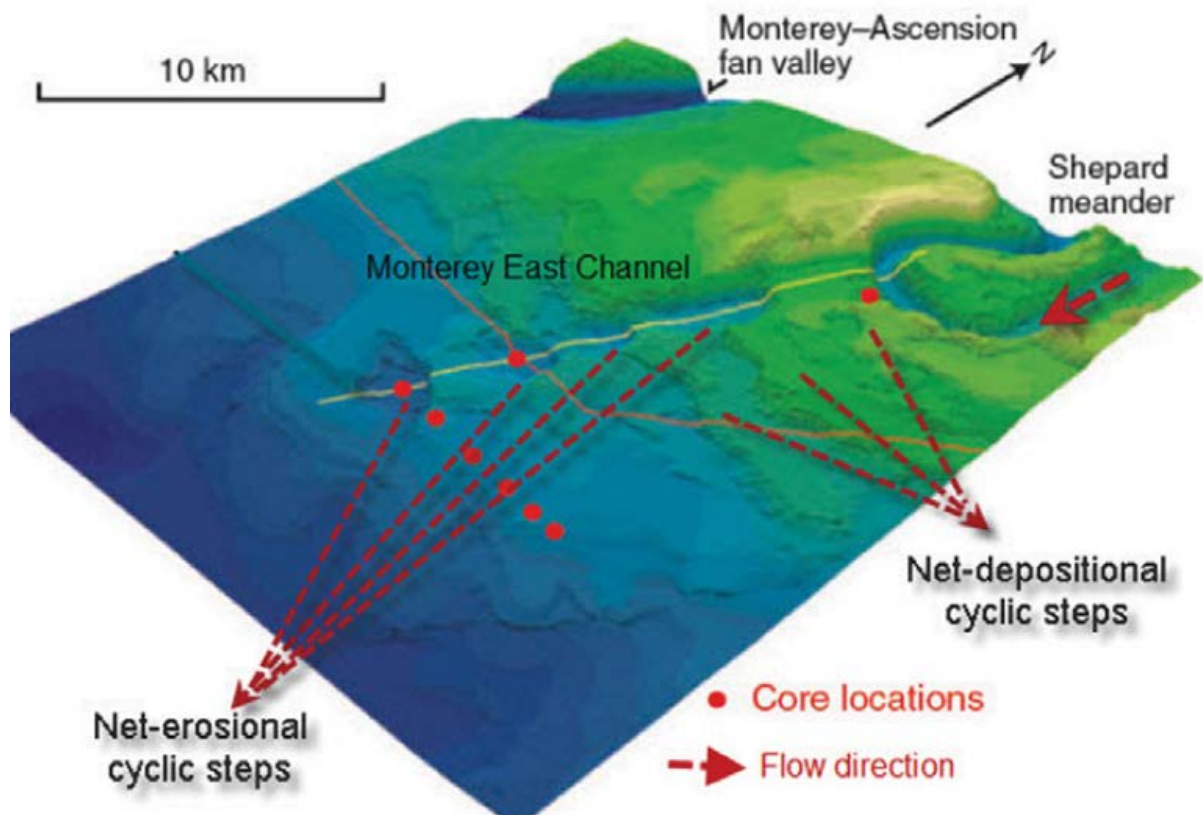


Figure 17 : Monterey Fan : Illustration des structures liées à des *cyclic steps* net-dépositionnel et net-érosifs (*scours*) (d'après Fildani *et al.*, 2006 in Kostic, 2011).

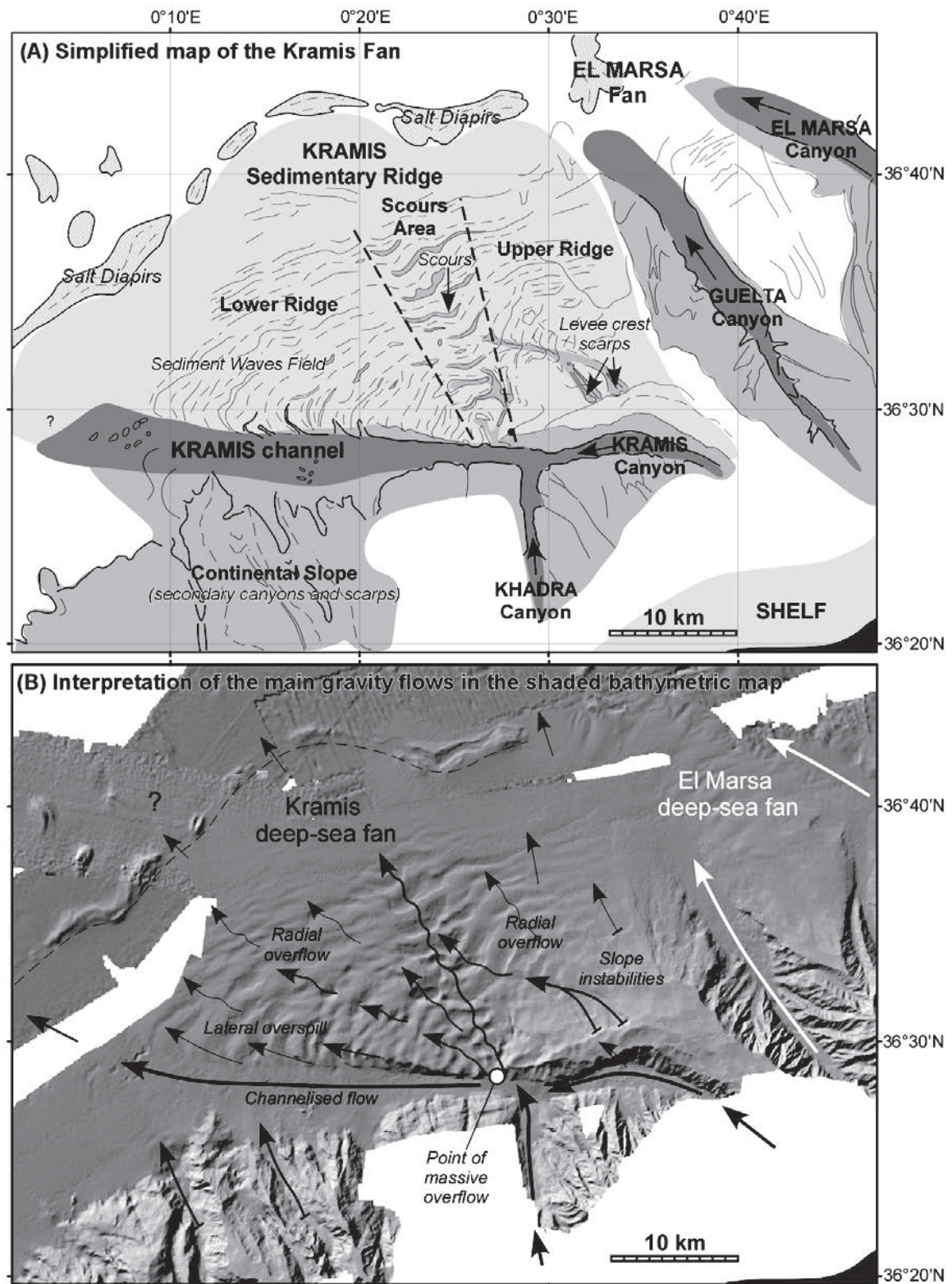


Figure 18 : Kramis ridge : scours from net erosional cyclic steps (Babonneau *et al.*, 2012).

CHAPITRE 2 : CONTEXTE GEOLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTAL DU GOLFE DE GASCOGNE

Ce chapitre constitue une synthèse bibliographique des connaissances actuelles concernant la géologie et la physiographie du Golfe de Gascogne. La structuration du Golfe de Gascogne sera présentée dans les grandes lignes afin de replacer dans leur contexte les marges passives Sud-Gascogne, au centre de cette étude. L'accent sera mis sur les travaux antérieurs traitant de l'évolution néogène et quaternaire de ces marges. Le Golfe de Gascogne est le résultat des mouvements entre les plaques lithosphériques Eurasie, Ibérie et Amérique du Nord (Thinon, 1999). La plaque Ibérie, suivant tantôt les mouvements de la plaque Nubie, tantôt ceux de la plaque Eurasie, a eu un rôle central dans la structuration de l'Atlantique Nord, du Golfe de Gascogne et de la chaîne des Pyrénées.

1. Histoire structurale du golfe de Gascogne

1.1. Héritage anté-rift

Les reconstitutions paléogéographiques de la zone d'étude avant la phase de rifting ne sont pas développées ici, du fait de leur faible intérêt pour ce travail. Il est simplement à retenir que du cycle varisque résulte la formation d'un socle constitué d'une épaisse série sédimentaire (>5 000 m) plus ou moins métamorphisée et intrudée de plutons granitiques dont l'hétérogénéité a probablement influencé la structuration de la zone lors du cycle alpin (Canérot, 2008 ; Jammes, 2009).

L'évolution de la zone d'étude du Carbonifère supérieur au Permien, qualifiée de tardi-varisque, est encore soumise à débat. Les études s'accordent néanmoins sur la formation à cette période de décrochements majeurs. Certaines de ces failles, dont la Faille Nord Pyrénéenne, seront réactivées au Permien en failles normales, et surtout contrôleront la structuration des bassins et des hauts fonds au cours du Méso-Cénozoïque (Arthaud et Matte, 1975, Burg *et al.*, 1994).

La période post-varisque triasique se caractérise par une érosion progressive des reliefs varisques et une forte subsidence qui permet la mise en place d'une épaisse séquence évaporitique. Celle-ci est surmontée d'une épaisse séquence sédimentaire de type "Trias germanique" composée à la base des grès rouges résultant principalement de l'érosion des reliefs varisques (Bundstandstein), puis d'une séquence réduite d'argiles rouges et de carbonates mise en place à la faveur d'une transgression marine (Muschelkalk) et enfin, dans la partie sommitale, d'évaporites correspondant à des dépôts marins régressifs littoraux ou lagunaires (Keuper). Ces dépôts triasiques à comportement rhéologique ductile jouent un rôle majeur dans la future structuration de la zone puisque que le sel sera remobilisé au Crétacé inférieur pour former de grandes rides dans les bassins et que les dépôts évaporitiques constitueront le principal niveau de décollement durant la compression pyrénéenne. Le Trias terminal (Rhétien) et le Jurassique inférieur sont marqués par une nouvelle incursion marine conduisant à la mise en place sur l'ensemble du domaine Aquitain d'une vaste plate-forme carbonatée (Biteau *et al.*, 2006).

1.2. Phase de rifting : structuration du golfe de Gascogne du Jurassique supérieur au Crétacé

De nombreuses études ont tenté de reconstruire la cinématique de l'ouverture du Golfe de Gascogne, se basant notamment sur les anomalies magnétiques (Srivastava *et al.*, 1990, García-Mondéjar, 1996, Olivet, 1996, Sibuet *et al.*, 2004). Des points de convergence apparaissent dans ces différents modèles : il est communément admis que l'Ibérie et l'Eurasie sont solidaires jusqu'au Jurassique supérieur et que l'ouverture du Golfe de Gascogne s'amorce au Crétacé inférieur (base de l'Aptien, 118 Ma, l'anomalie M0 marquant le début de la phase d'accrétion océanique). De nombreux modèles tiennent compte du fonctionnement d'un décrochement sénestre de 300 à 500 km le long du domaine pyrénéen. Cependant, les modèles divergent sur la chronologie de ce décrochement. Ainsi, deux modèles cinématiques majeurs s'opposent classiquement dans la littérature : le modèle dit de *décrochement* (Le Pichon *et al.*, 1971, Choukroune et Mattauer, 1978, Malod et Mauffret, 1990, Olivet, 1996) et le modèle dit d'*ouverture en ciseaux* (Srivastava *et al.*, 1990 ; Roest et Srivastava, 1991, García-Mondéjar, 1996, Sibuet *et al.*, 2004).

Le modèle du *décrochement sénestre* (Figure 19) est évoqué pour la première fois dans les années 1970. Le Pichon (1971) et Choukroune et Mattauer (1978) proposent alors une ouverture du Golfe de Gascogne entre 114 et 88 Ma lors d'un mouvement décrochant sénestre de près de 300 km, le mouvement de l'Ibérie étant accommodé au niveau de la Faille Nord Pyrénéenne. Le modèle est repris par Olivet (1996) qui se base sur une période de calme magnétique au Barrémien pour proposer une phase de rifting biphasée. Entre le Barrémien (130 Ma) et l'Aptien moyen (118 Ma) (Figure 19a), un mouvement distensif conduit à une extension de 100 km accommodée dans le domaine pyrénéen, suivi, de l'Aptien moyen à la base du Coniacien (90 Ma), d'un mouvement décrochant sénestre qui s'accompagne d'un déplacement de l'Ibérie vers l'Est, au regard de l'Europe considérée comme fixe, le long de la faille transformante Nord-Pyrénéenne, permettant ainsi l'ouverture complète du Golfe de Gascogne (Figure 19).

Le modèle de *l'ouverture en ciseaux* (Figure 20), basé sur la position de l'Ibérie à l'anomalie M0, propose pour l'ouverture du Golfe de Gascogne une rotation antihoraire de l'Ibérie, selon un pôle fixe situé dans le domaine pyrénéen, associée à une convergence dans les Pyrénées orientales. Ce modèle est particulièrement développé dans les années 1990 (Srivastava *et al.*, 1990, Srivastava *et al.*, 1990, García-Mondéjar, 1996, García-Mondéjar *et al.*, 1996, Sibuet *et al.*, 2004) et implique un espace de 300 km dans le domaine pyrénéen. En 2004, Sibuet *et al.* reprend ce modèle et suggère aussi un modèle cinématique biphasé. Du Jurassique supérieur (156,5 Ma) à l'Aptien inférieur (118 Ma), une phase d'extension N-S génère un espace de 350 km dans le domaine pyrénéen que Sibuet nomme "néo-Téthys" (Figure 21b). De l'Aptien supérieur au Santonien supérieur (85 Ma), une seconde phase d'extension du Golfe de Gascogne se caractérise par une rotation antihoraire de 25° de l'Ibérie, qui a pour conséquence directe la subduction de la "néo-Téthys".

Plus récemment, ces modèles basés sur les anomalies magnétiques ont été remis en question sur la base d'observations géologiques sur le terrain, de données sismiques et de forages (Vergés *et al.*, 2002, Jammes *et al.*, 2009, Vissers et Meijer, 2012a, 2012b). Ces nouvelles études cherchent à concilier les données géologiques et géophysiques recueillies dans les domaines pyrénéens mais aussi provençaux et alpins, jugeant l'importance de l'extension pré-barrémienne sous-estimée. Ces travaux proposent ainsi un modèle biphasé (Figure 21). La période du Jurassique terminal à l'Aptien inférieur se caractériserait par un décrochement sénestre de 300 km de l'Ibérie par rapport à l'Eurasie (considérée comme fixe), accommodé dans l'axe des Pyrénées (Figure 21c). A partir de l'Aptien supérieur, un changement cinématique majeur conduirait l'Ibérie à amorcer une rotation antihoraire de 35° par rapport à l'Europe (Figure 21d). Une alternative aux modèles classiques transtensif ou extensif est de négliger la nécessité d'un décrochement sénestre en considérant le développement d'une Néo-Téthys au Nord de l'Ibérie (Figure 21 ; Vissers et Meijer, 2012). L'ouverture du Golfe de Gascogne connaîtrait une phase maximale à l'Aptien, puis une phase de stagnation de l'Albien au Santonien. Les phases finales d'ouverture se situeraient alors au Campanien. Ce modèle est cohérent avec les études de Gong (2008) qui proposent une rotation d'environ 35° ainsi qu'une rotation plus rapide à l'Aptien inférieur qu'à l'Aptien supérieur, et de Thinon (2002) qui suggère un rifting discontinu dans le temps marqué par une phase de structuration anté-barrémienne en horsts et grabens suivie d'une phase aptienne d'effondrement rapide permettant la mise en place du bassin armoricain.

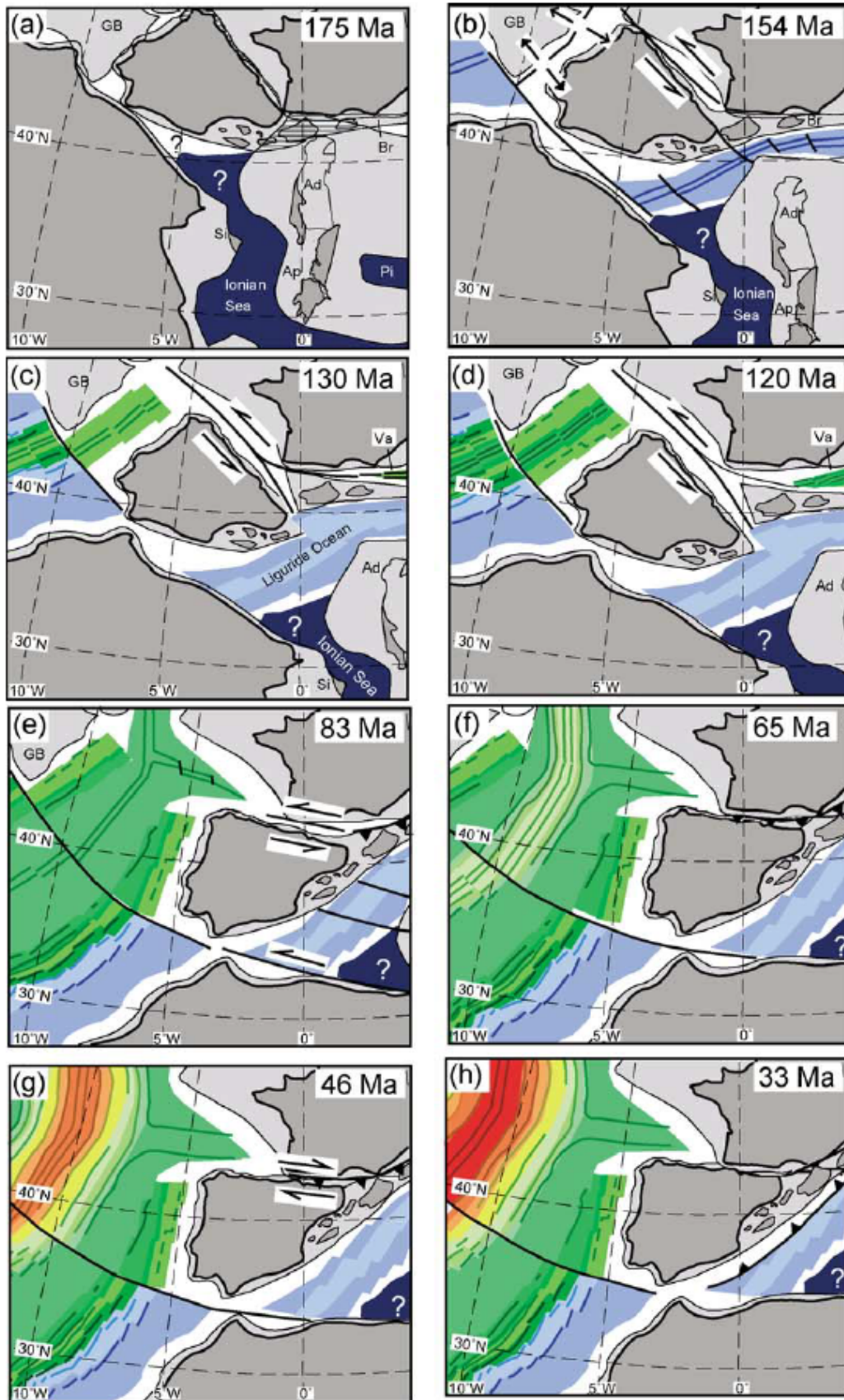


Figure 19 : Reconstruction des mouvements de rotation de l'Ibérie, de l'Europe et de l'Afrique depuis le Jurassique moyen, favorisant le modèle d'ouverture par décrochement sénestre (Rosenbaum et *al.*, 2002).

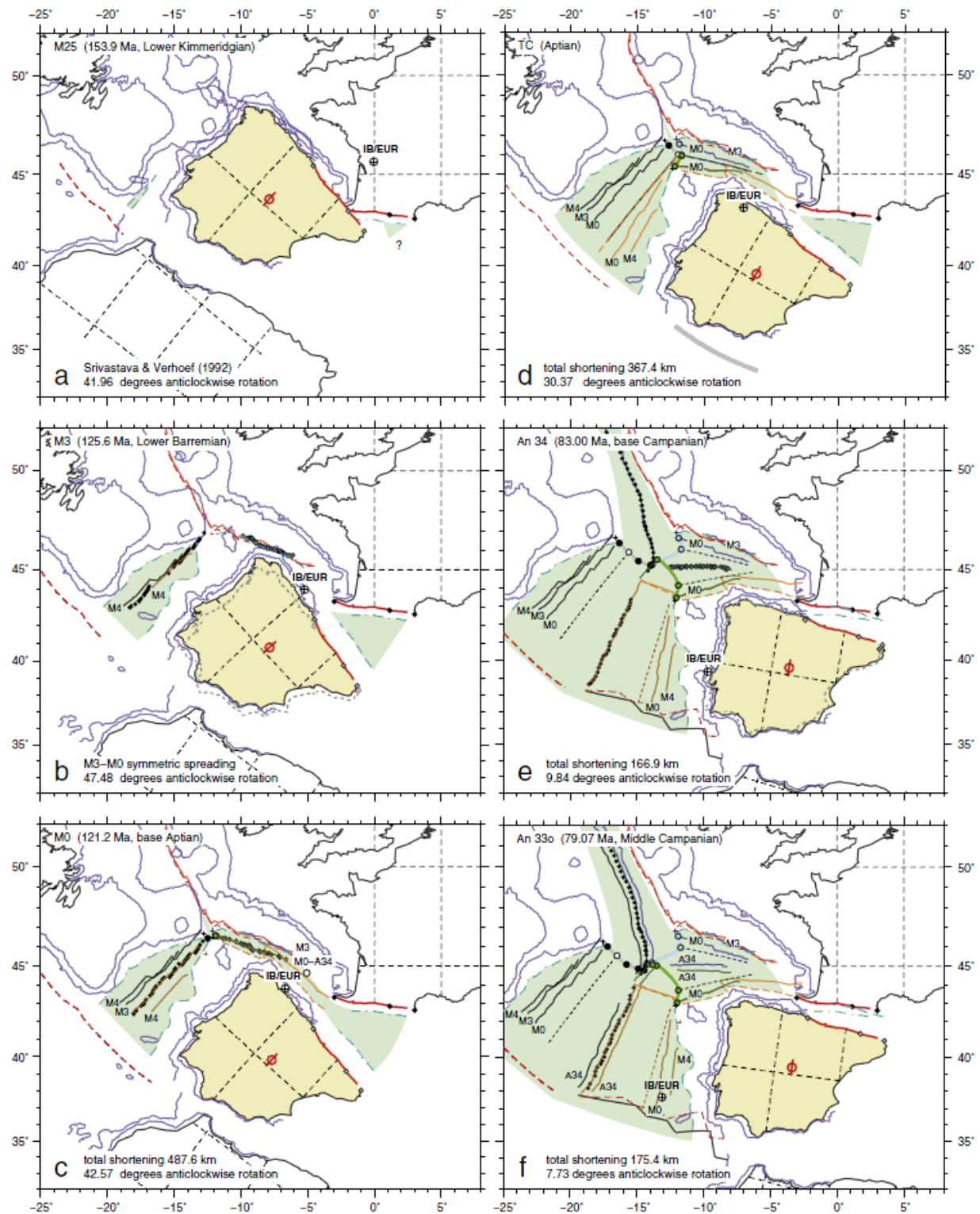


Figure 20 : Reconstitutions de l'Atlantique Nord entre l'Afrique et les îles britanniques en 6 schémas du le Jurassique supérieur au Crétacé terminal selon Visser (2012b). Ce modèle illustre plutôt la théorie de l'ouverture en ciseaux.

Indéniablement, l'ouverture du Golfe de Gascogne est aujourd'hui encore soumise à de nombreuses controverses. Pourtant, les modèles récents semblent converger pour une ouverture du Golfe de Gascogne à l'Aptien suivant un modèle "*en ciseaux*" dans lequel l'Ibérie subit une rotation antihoraire de l'ordre de 35°.

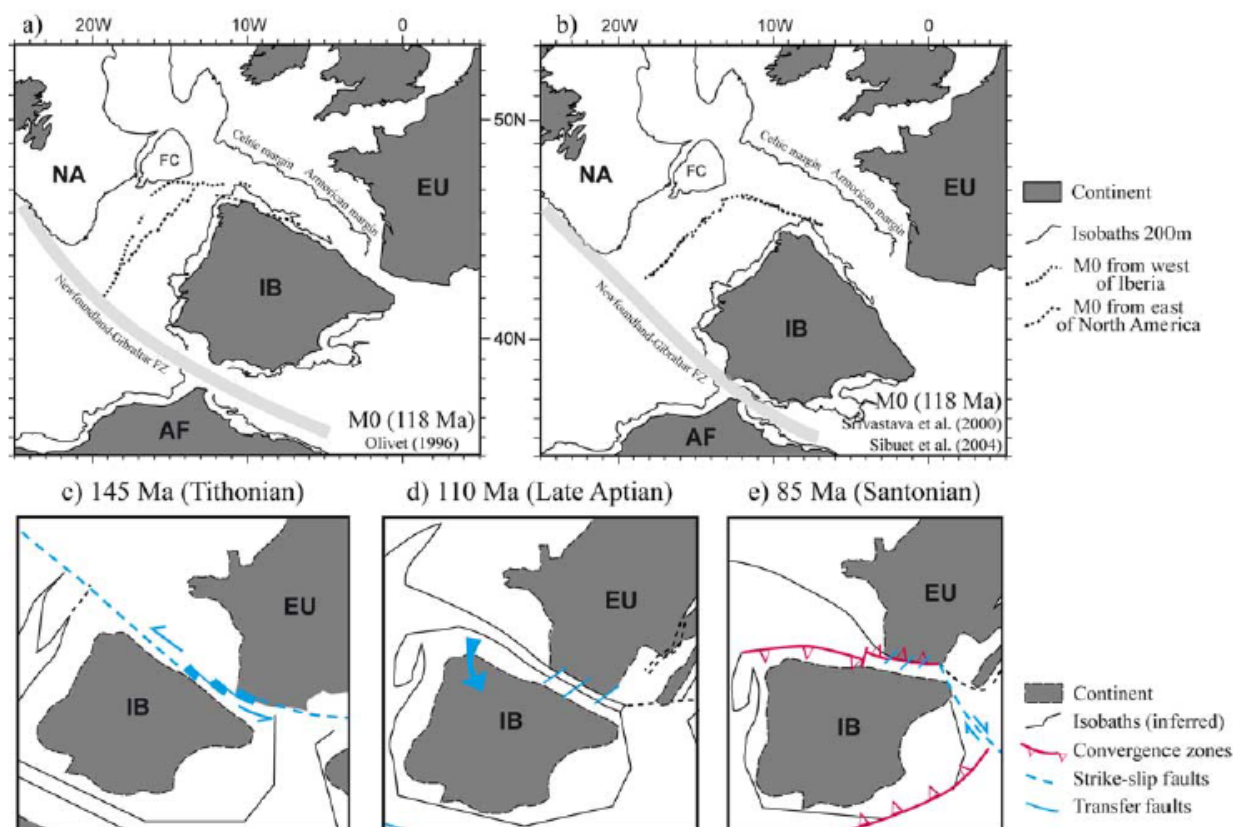


Figure 21 : (a) (b) : Reconstitutions de la position de l'Ibérie à 118 Ma (anomalie magnétique M0) selon les modèles (a) du décrochement sénestre (Olivet, 1996) et (b) de l'ouverture en ciseaux (Sibuet *et al.*, 2004; Srivastava *et al.*, 1990b). (c) (d) (e) : évolution cinématique des plaques Ibérie et Eurasie telle que proposée par Jammes *et al.*, (2009).

1.3. Phase compressive du Crétacé au Miocène et histoire post collisionnelle

Après la fin des événements de rifting majeurs à l'Albien, au Crétacé terminal, la convergence entre l'Ibérie et l'Eurasie commence et atteint son paroxysme avec la formation de l'orogène pyrénéen. Le maximum de compression dans les Pyrénées est autour de 35 Ma (Vergés *et al.*, 2002).

L'ouverture du Golfe de Gascogne s'achève au Crétacé terminal (80 Ma ; Sibuet *et al.*, 2004). Les conditions cinématiques s'inversent alors pour laisser place à un contexte compressif au niveau de la limite entre les plaques Ibérie et Eurasie. Les synthèses proposées pour la structuration des Pyrénées et les phases syn- et post-collisionnelle pyrénéennes permettent de diviser le mouvement en 4 phases majeures (Roest et Srivastava, 1991, Rosenbaum *et al.*, 2002, Vergés *et al.*, 2002). Durant le Crétacé terminal (83 à 67 Ma), l'Ibérie converge vers l'Europe selon une direction N-S (Roest et Srivastava, 1991) à NE-SW (Rosenbaum *et al.*, 2002). Le raccourcissement qui a alors lieu dans les Pyrénées est estimé entre 80 km à l'Est et 110 km à l'Ouest (Roest et Srivastava, 1991). Durant le Paléocène et le début de l'Éocène (67 à 55 Ma), l'Ibérie, ainsi que la plaque Nubie, stoppent leurs mouvements relatifs par rapport à l'Europe, possiblement en raison de la collision alpine à 65 Ma.

L'Éocène inférieur (55 à 46 Ma) est caractérisé par un mouvement décrochant dextre de l'Ibérie de 60-70 km. S'ensuit jusqu'à l'Oligocène un lent mouvement de convergence accommodé entre l'Ibérie et l'Eurasie. Selon Rosenbaum *et al.* (2002), le raccourcissement total accommodé durant la phase compressive dans les Pyrénées décroît d'Est en Ouest, atteignant 206 km dans les Pyrénées orientales et 144 km dans les Pyrénées occidentales. Dans les Pyrénées occidentales, les traces les plus récentes de compression sont d'âge oligo-miocène, et synchrones de processus extensifs qui affectent les Pyrénées orientales en raison de l'ouverture de la partie occidentale de la mer Méditerranée.

La fin de la compression est datée de l'Oligocène supérieur. L'histoire tertiaire post-collisionnelle des Pyrénées se poursuit par un transfert de l'activité tectonique des Pyrénées vers la cordillère Bétique à la transition Oligocène-Miocène (Vergés *et al.*, 2002). Le Golfe de Gascogne présente alors sa physiographie actuelle, et est bordé par une marge passive au Nord et une marge sud où l'activité tectonique tend à disparaître.

2. Physiographie et hydrodynamisme actuels du Golfe de Gascogne

Le Golfe de Gascogne est aujourd'hui bordé de deux marges passives conjuguées. La physiographie de la marge Nord-Gascogne sera rapidement présentée, étant essentiellement utilisée dans cette étude à titre de comparaison. La physiographie de la marge Sud-Gascogne sera plus détaillée puisqu'y sont situés les systèmes sédimentaires étudiés, dans un secteur particulier caractérisé par la présence de marges quasi-perpendiculaires, la marge Aquitaine, orientée Nord-Sud, et la marge Basco-Cantabrique, orientée Est-Ouest (Figure 22).

2.1. La marge Nord-Gascogne

2.1.1. La plate-forme continentale

La marge Nord-Gascogne est formée de la marge Celtique, orientée WNW-ESE, et de la marge Armoricaïne, orientée NW-SE. La plate-forme continentale est la plus étroite (100-150 km) au niveau de la marge Armoricaïne et s'élargit au niveau de la marge Celtique, pouvant atteindre 400 à 500 km au niveau de la jonction avec la Manche (Figure 22). A cet endroit actuellement immergé sous 100 à 170 m d'eau se développent des bancs sableux longitudinaux, long de 40 à 180 km, interprétés comme des témoins d'un paléodelta du Fleuve Manche (Reynaud *et al.*, 1999, Bourillet *et al.*, 2003, Bourillet *et al.*, 2006). Ces bancs sableux reposent sur un socle mio-pliocène incisé par un réseau de paléo-vallées, interprétées, quant à elles, comme le résultat des variations glacio-eustatiques et du fonctionnement du Fleuve Manche. D'autres paléo-vallées sont recensées le long des côtes atlantiques françaises, notamment face au large de la côte armoricaïne et de l'embouchure de la Gironde (Lericolais *et al.*, 2001, Menier *et al.*, 2006, Menier *et al.*, 2010). Des vallées incisées miocènes sont aussi identifiées au large des côtes bretonnes sur la plate-forme armoricaïne ; elles sont contemporaines du basculement de la marge lors de la phase alpine *s.l.*. Elles seraient le résultat d'une chute brutale du niveau de la mer à la limite Serravalien-Tortonien (Paquet *et al.*, 2010).

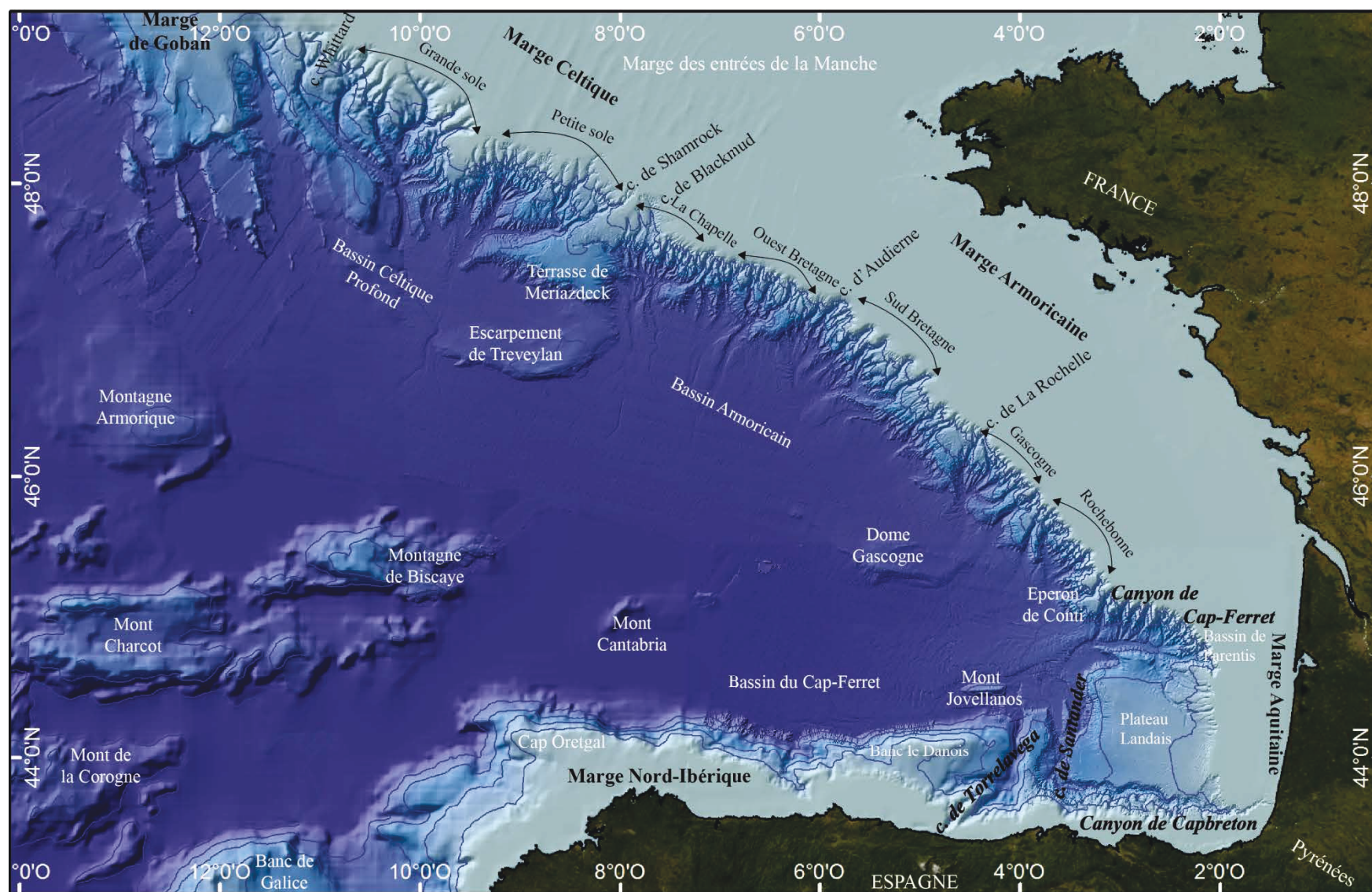


Figure 22 : Physiographie et toponymie du golfe de Gascogne.

2.1.2. La pente continentale

La transition entre la plate-forme et la pente continentale Nord-Gascogne est définie par l'augmentation de la pente au-delà de 2° (rupture de pente). Celle-ci est située sur la marge Nord-Gascogne entre 180 m, à l'Est, et 220 m de profondeur d'eau à l'Ouest (Bourillet *et al.*, 2003). La pente de la marge Nord-Gascogne a une valeur moyenne de 4° pour 4 000 m d'amplitude (Bourillet *et al.*, 2003).

La pente continentale Nord-Gascogne est caractérisée par des éperons saillants et des canyons organisés en réseaux de drainage sous-marins. Les canyons constituent le trait caractéristique majeur de cette pente : plus de 30 canyons incisent les 300 km de la marge Nord-Gascogne. Les canyons sont généralement de faible sinuosité et ont des longueurs comprises entre 60 et 200 km. Ils sont la voie de transport majeure des particules érodées sur le continent vers le domaine marin profond. Le long de la marge Nord-Gascogne, les canyons s'organisent en 7 bassins versants sous-marins au niveau de la rupture : les bassins de la Grande sole, Petite sole, La Chapelle, Ouest-Bretagne, Sud Bretagne, Gascogne et Rochebonne (Bourillet *et al.*, 2003, Bourillet *et al.*, 2006).

A partir de 4 200-4 400 m de profondeur, la pente s'adoucit et devient inférieure à 1°, marquant le passage au glacis.

2.1.3. Le glacis et les systèmes turbiditiques profonds Celtique et Armoricaïn

Le système turbiditique Celtique s'étend au pied de la marge éponyme sur près de 30 000 km² entre 4 200 et 4 900 m de profondeur (Figure 23 ; Droz *et al.*, 1999, Auffret *et al.*, 2000). La connexion avec la plate-forme se fait par le biais de deux canyons majeurs, Whittard et Shamrock, qui se réunissent vers 47°N pour former un unique chenal principal avant de se diviser à nouveau. Cette jonction temporaire permet le mélange des apports sédimentaires provenant des bassins de la Grande et Petite Sole (Zaragosi *et al.*, 2000, Zaragosi *et al.*, 2001). Initié au Miocène, le système turbiditique Celtique a d'abord connu un apport sédimentaire provenant à parts égales des canyons de Whittard et Shamrock avant que le canyon de Whittard ne devienne dominant (Droz *et al.*, 1999). Ce changement d'alimentation du bassin profond pourrait être un reflet de la diminution des apports en provenance du Fleuve Manche et d'un transfert de l'activité sédimentaire vers le domaine occidental de la mer Celtique du fait de la mise en place d'une calotte glaciaire sur les îles britanniques (Droz *et al.*, 1999).

Le système turbiditique Armoricaïn s'étend au pied de la marge Armoricaïne sur près de 30 000 km² entre 4 100 et 4 900 m de profondeur (Figure 23). Il s'agit d'un système turbiditique multi-source, alimenté par deux sources distinctes, le canyon de Guilcher et le canyon de Crozon (Zaragosi *et al.*, 2001). Son initiation est contemporaine de celle du système turbiditique Celtique (Mansor, 2004). L'un comme l'autre présentent d'ailleurs une migration de leur levée principale vers l'Est (Zaragosi *et al.*, 2001, Mansor, 2004). Le système périglaciaire Armoricaïn est fortement contrôlé par les apports du Fleuve Manche, et donc par les fluctuations de la calotte européenne. La formation de la calotte européenne réduit les apports sédimentaires à la mer en diminuant les flux d'eau douce. Lorsque son retrait s'amorce, ces mêmes apports sédimentaires se verront amplifiés (Toucanne *et al.*, 2008). Le système turbiditique Armoricaïn est peu commun du fait du faible flux sédimentaire lors des conditions glaciaires, les flux importants étant cantonnés aux intervalles de

déglaciation. Ce système est totalement inactif durant la période de haut niveau marin holocène (Toucanne *et al.*, 2012).

Ainsi, l'activité sédimentaire des systèmes turbiditiques Armoricaïn et Celtique, tout comme la circulation thermohaline dans le Golfe de Gascogne, ont été fortement dépendants des décharges du Fleuve Manche au cours des derniers 350 ka (Toucanne *et al.*, 2008, Toucanne *et al.*, 2009).

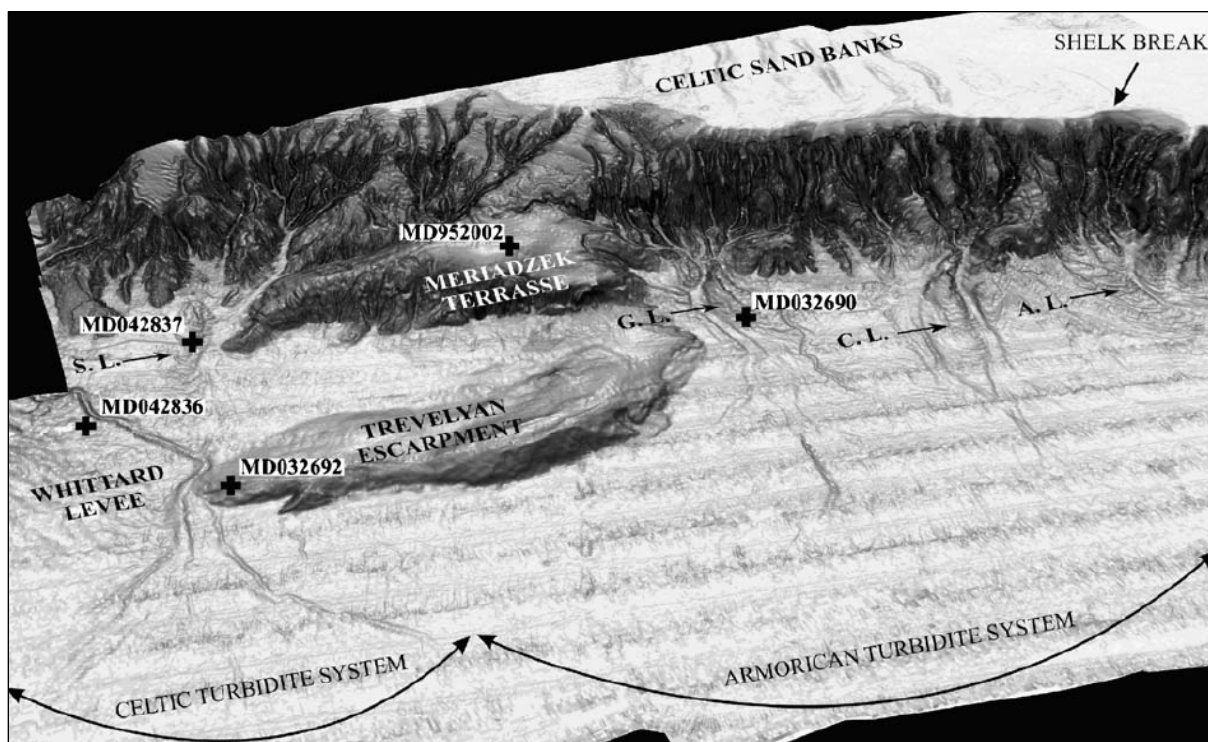


Figure 23 : Représentation 3D de la marge Nord-Gascogne avec report de la position des systèmes turbiditiques Celtique et Armoricaïn (Zaragosi *et al.*, 2006).

2.2. La marge Sud-Gascogne

2.2.1 La marge Aquitaine

2.2.1.1. La plate-forme continentale

La marge Aquitaine est séparée de la marge Armoricaïne par l'éperon de Conti qui marque le changement d'orientation entre les deux marges de NW-SE à N-S. La marge Aquitaine s'achève au Sud au niveau du canyon de Capbreton. La marge Aquitaine est étroite (70 km) et légèrement subsidente (Bourillet *et al.*, 2006).

Les études sismiques effectuées sur la couverture sédimentaire de la plate-forme Aquitaine ont permis de confirmer la présence de paléo-vallées miocènes. Celles-ci débouchaient dans le canyon de Cap-Ferret et attestent de la présence d'une ou plusieurs rivières ayant eu une action érosive sur la plate-forme Aquitaine au Miocène (Bellec *et al.*, 2009). Ces mêmes études ont révélées une succession de six cycles transgressifs-régressifs au cours des 120 derniers ka (Bellec et Cirac, 2010). Cependant, la paléo-vallée de la Gironde est peu marquée dans la couverture sédimentaire superficielle de la marge Aquitaine, disparaissant dès l'isobathe -70 m (Lericolais *et al.*, 2001).

2.2.1.2. La pente continentale

La morphologie de la pente continentale de la marge Aquitaine diffère fortement de celle de la marge Nord-Gascogne. Plutôt que d'être incisée par de nombreux canyons courts, elle est profondément entaillée par les deux canyons majeurs que sont Cap-Ferret et Capbreton. Ces deux canyons se mettent en place à la faveur d'accidents structuraux : le canyon de Cap-Ferret est dans un ancien graben lié au bassin de Parentis, le canyon de Capbreton se situe au niveau du front Nord-Pyrénéen (Figure 24 ; Ferrer *et al.*, 2008).

La pente de la marge Aquitaine n'est pas uniforme mais se départage en deux parties inférieure et supérieure. La partie supérieure de la pente présente tout d'abord au rebord de plate-forme des valeurs de pentes de l'ordre de 5° entre 200 et 500 m de profondeur. Puis elle comprend un important replat, le plateau Landais, qui se développe en un vaste plateau convexe qui s'étend jusqu'à 2 000 m de profondeur. Le plateau Landais est large d'une centaine de kilomètres et a une pente générale de l'ordre de 0,5° (Gonthier *et al.*, 2006). Un "champs de dunes géantes" y a été détecté dès les années 1970 (Stride *et al.*, 1969, Kenyon *et al.*, 1978). Ces *sediment-waves* sont présentes entre 400 et 1 000 m de profondeur et s'étendent sur 40-50 km de long. Leur longueur d'onde est de 800 à 1 600 m, leur amplitude est de 20 à 70 m et elles affectent la couverture sédimentaire plio-quaternaire sur une épaisseur de 250-300 m (Faugères *et al.*, 2000, Faugères *et al.*, 2002). Des pockmarks sont aussi référencés sur le plateau Landais (Iglesias *et al.*, 2010, Baudon *et al.*, 2013).

La partie inférieure de la pente s'amorce à 2 000 m de profondeur. Le dénivelé est conséquent, de l'ordre de 1 600 m, sur une surface étroite (< 10 km) indiquant une pente plus forte (10°) que dans la partie supérieure.

2.2.1.3. Le glacis

Dans la partie nord de la marge Aquitaine, le glacis est occupé par le système turbiditique du Cap-Ferret, caractérisé par son importante levée (200 mètres de hauteur au minimum, Cremer, 1983). Ce système turbiditique s'étend ensuite vers l'Ouest. Plus de détails sur ce système turbiditique, élément clef de cette thèse, seront prodigués dans le chapitre 3, qui lui est consacré.

Dans la partie sud de la marge Aquitaine, la pente débouche dans le canyon de Santander (Figure 25). Ce canyon constitue le prolongement du canyon de Capbreton, après que celui-ci se réoriente vers le Nord, à la faveur d'une zone décrochante dans le front Nord-Pyrénéen (Figure 24).

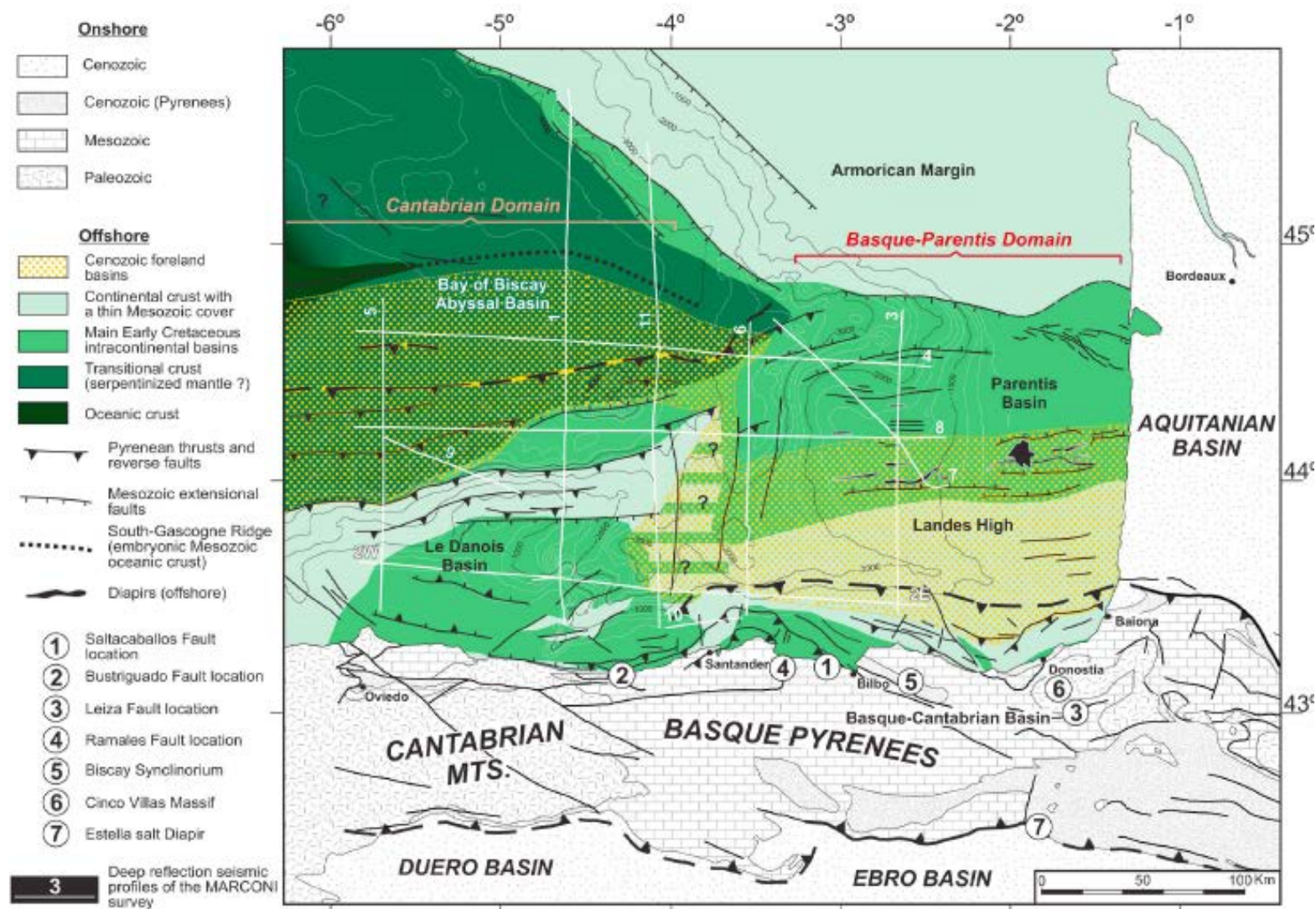


Figure 24 : Carte structurale du sud-est du Golfe de Gascogne (Roca *et al.*, 2011). L'héritage structural et son impact sur la morphologie actuelle du Sud du Golfe de Gascogne y est visible. En particulier, le Front Nord-Pyrénéen est scindé par une zone d'accommodation structurant le Banc Le Danois et le canyon de Santander.

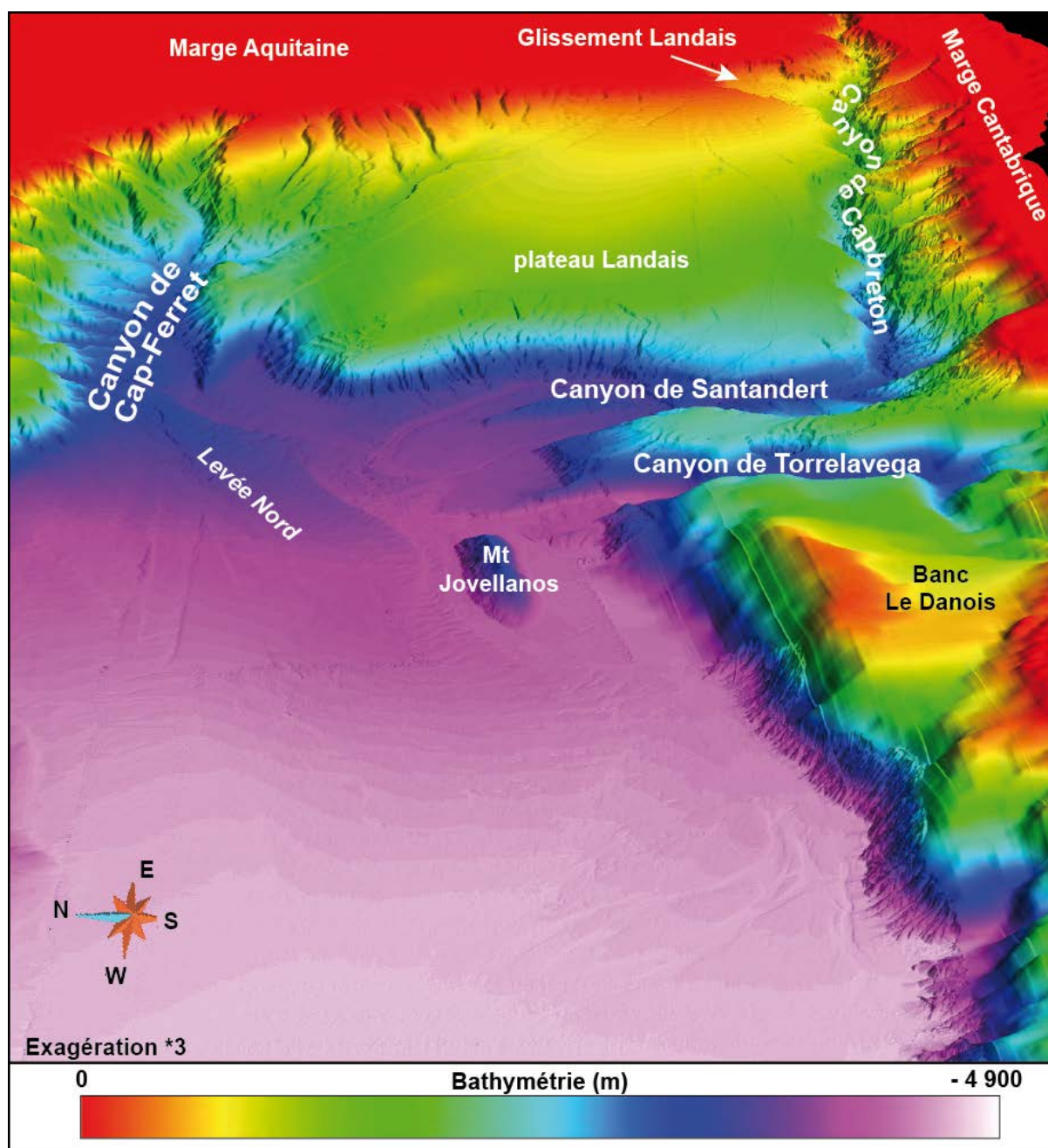


Figure 25 : Représentation 3D de la marge Aquitaine et du système turbiditique du Cap-Ferret.

2.2.2. La marge Cantabrique

En comparaison des marges françaises précédemment décrites, la marge Cantabrique a reçu bien moins d'attention. Sa proximité géographique avec le canyon de Capbreton et sa situation particulière à 90° de la marge Aquitaine font néanmoins de cette marge un élément clef dans la compréhension de la dynamique sédimentaire du Sud du Golfe de Gascogne. Ainsi, une campagne océanographique a récemment eu lieu afin de mieux appréhender la physiographie de cette marge. Les résultats de cette campagne sont synthétisés par *Ercilla et al.* (2008) dans un document faisant référence pour la zone.

2.2.2.1. La plate-forme continentale

La marge Cantabrique est la limite sud du Golfe de Gascogne, orientée Est-Ouest. Elle est longue de près de 500 km et s'achève au niveau de l'Éperon d'Ortegal qui constitue la limite avec la marge Ibérique (Figure 22).

La physiographie actuelle de la plate-forme continentale résulte de la compression pyrénéenne qui a affecté la zone du Paléocène à l'Oligocène. Le fond marin montre d'importantes structures d'érosion qui viennent entailler des dépôts stratifiés légèrement inclinés. La couverture sédimentaire est faible et irrégulière sur la marge Cantabrique et présente une série allant du Crétacé inférieur au Quaternaire (Thinon *et al.*, 2001, Gallastegui *et al.*, 2002).

La plate-forme continentale atteint des profondeurs de 180 à 245 m d'eau. Sa limite est abrupte et sinueuse en vue aérienne (Ercilla *et al.*, 2008). Elle peut être divisée en deux parties Est et Ouest en se basant uniquement sur sa largeur. Dans la partie est, la plate-forme est étroite, entre 4 et 17 km de large (Ercilla *et al.*, 2008). Cette partie s'étend du littoral aquitain jusqu'au canyon de Torrelavega (Figure 22). Elle correspond à toute la partie de la marge longée par le canyon de Capbreton. Sa pente est faible, de l'ordre de 1°. La partie ouest de la plate-forme s'étend jusqu'au Cap Ortegal. La largeur de la plate-forme y est un peu plus importante, entre 5 et 45 km. Sa pente est quasiment inexistante, inférieure à 0.5°.

Les canyons de Santander et Torrelavega marquent la limite entre les parties est et ouest (Figure 22). Ces canyons, qui soulignent une sorte de "décrochement" dans la structuration de la marge, illustrent un important héritage structural puisque cette zone correspond à l'aire de Transition Cantabrique, une importante zone d'accommodation des mouvements de l'Ibérie (Tavani, 2012, Tavani et Muñoz, 2012).

2.2.2.2. La pente continentale

Zone est

La pente s'amorce au niveau de l'isobathe - 200 m et s'achève directement dans le canyon de Capbreton. Du fait de l'incision du canyon, parallèle à la marge Cantabrique, la morphologie de la pente évolue d'Est en Ouest : la largeur de la pente varie de quelques kilomètres au plus près des côtes françaises à 22 km dans sa zone la plus large (Figure 26). Les valeurs de pente sont très variables, de 1 à 20 ° (Ercilla *et al.*, 2008). La pente est incisée de 13 vallées depuis la rupture de pente à 200 m. A 43°35'N, un replat présente une importante concentration de pockmarks entre 200 et 800 m de profondeur.

Zone ouest

Dans cette zone, la pente continentale se développe de la rupture de pente (180-245 m de profondeur) jusqu'à 4 600 m d'eau (Ercilla *et al.*, 2008). Ercilla *et al.* (2008) divisent la pente en une partie supérieure et une partie inférieure. La partie supérieure a des inclinaisons comprises entre 1 et 8° et s'étend jusqu'à 2 000 m de profondeur d'eau. Cette partie de la pente se caractérise par une topographie accidentée dont le relief majeur est le banc Le Danois. Ce bassin intrapente se développe dans la partie la plus distale de la pente supérieure, entre 990 et 1 300 mètres de profondeur, parallèlement à la marge en plongeant légèrement vers l'Ouest. Sur son flanc est, le Banc Le Danois est incisé profondément depuis la rupture de pente à 200 m d'eau par les canyons de Llanes et Lastres qui convergent pour former le canyon de Torrelavega. Le flanc nord du Banc Le

Danois correspond à la partie inférieure de la pente continentale qui rejoint directement le glacis continental à 4 600 m. Le dénivelé est de 2 600 m sur une largeur inférieure à 10 km, soit un gradient de pente supérieur à 25°. La pente inférieure est incisée de nombreux gullies rectilignes.

2.2.2.3. Le glacis

Zone est

Dans cette zone, la pente n'atteint pas à proprement parler le glacis continental. Les vallées et le pied de pente aboutissent dans le canyon de Capbreton. Dans la partie la plus occidentale de la zone, la pente aboutit dans le canyon de Santander. A partir de 3 600 d'eau, la terminaison du canyon peut être considérée comme "glacis" du fait de sa faible pente ($> 1^\circ$) et vient se conjuguer à la zone distale de la marge Aquitaine.

Zone ouest

Directement au pied de la partie inférieure de la pente continentale, se développe la zone distale du système turbiditique du Cap-Ferret. La pente est faible et le fond marin s'homogénéise progressivement d'Est en Ouest avec la diminution des apports continentaux. A l'extrême est de la zone, parallèlement au canyon de Santander, le canyon de Torrelavega débouche au niveau des dépôts distaux du système turbiditique du Cap-Ferret. Le mont Jovellanos se situe aussi sur le glacis. Culminant à -3275 m, ce relief a près de 1 200 m de dénivelé positif et influe fortement sur l'organisation des champs de courant de la zone. Le détail de la morphologie de la partie distale du système du Cap-Ferret au chapitre 6. Il sera alors possible de constater la prédominance de l'influence des apports de la marge Aquitaine par rapport à ceux de la marge Cantabrique sur la structuration des dépôts profonds au-delà de 4 600 m de profondeur.

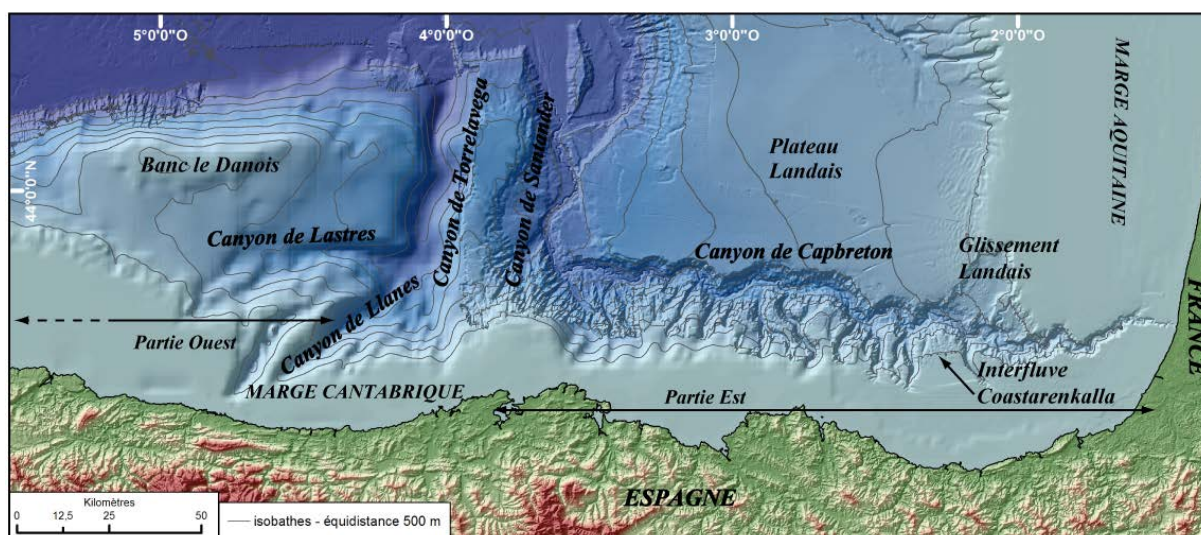


Figure 26 : Physiographie de la marge Cantabrique. Sur cette figure, il est mis en évidence la séparation entre la partie est de la marge, avec une plateforme réduite et une pente raide, et la partie ouest de la marge, avec une plateforme plus étendue et une pente plus douce comprenant le Banc Le Danois.

2.3. Hydrodynamisme du Golfe de Gascogne

L'hydrodynamisme de surface dans le Golfe de Gascogne a fait l'objet de différents travaux. Les masses d'eaux qui y circulent sont identifiées, et de nombreux travaux traitent de leur variabilité à différentes échelles de temps (saisonnières, cycles glaciaires-interglaciaires...). L'impact de ces

circulations de masses d'eaux sur la sédimentation du Golfe de Gascogne est relativement bien connu dans les domaines les plus proximaux, sur la plateforme continentale notamment. Les éléments rapportés dans cette partie permettront de mettre en perspective un éventuel impact de ces circulations sur l'architecture sédimentaire en domaine profond (>2 000 m de profondeur d'eau) dans le Golfe de Gascogne.

2.3.1. Le Golfe de Gascogne dans la circulation Atlantique

Dans l'Atlantique Nord, la circulation générale des courants peut être simplifiée en un gyre subtropical anticyclonique dans sa partie ouest comprenant entre autres le gulf Stream, et un gyre subpolaire (Figure 27). La limite entre les 2 gyres se situe approximativement à 45°N. Aux environs de 42°W, au Nord du gyre subtropical, le Gulf Stream se divise en deux branches. La première se dirige vers le Sud-Est et entre dans le bassin Est sous le nom de courant des Açores. La seconde se dirige vers le Nord-Est et forme la Dérive Nord-Atlantique (DNA) qui se subdivise elle-même créant un faible courant dirigé vers le Sud-Est, le courant du Portugal (Reffray *et al.*, 2008).

La région délimitée par la DNA et qui inclut le Golfe de Gascogne présente des spécificités qui la distingue des autres zones bordant l'océan Atlantique à l'Est. Les circulations qui s'y développent sont particulières, d'occurrence non systématique et peuvent présenter d'importantes variabilités saisonnières et interannuelles (Reffray *et al.*, 2008).

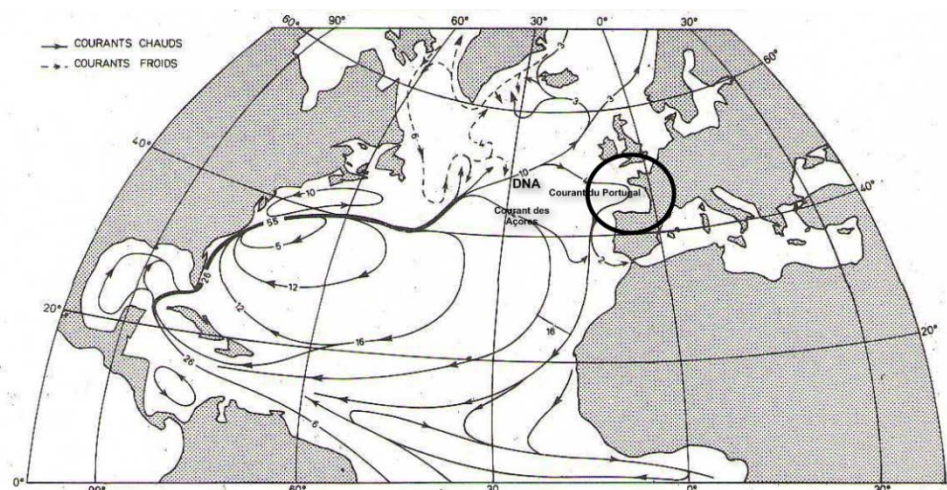


Figure 27 : Circulation des courants dans l'Atlantique Nord. D'après Reffray *et al.*, 2008.

2.3.2. Circulation dans le Golfe de Gascogne

La circulation océanique dans le Golfe de Gascogne se compose de quatre masses d'eau surimposées (Durrieu de Madron *et al.*, 1999). De la surface vers les profondeurs, ces masses d'eau sont :

- La ENAW (Eastern North Atlantic Water), située entre la surface et 500 à 600 m de profondeur, est un courant de surface initié par le courant Nord-Atlantique (NACW). La ENAW pénètre dans le Golfe de Gascogne par le Nord-Ouest, s'écoule parallèlement aux côtes françaises puis ibériques et quitte le Golfe de Gascogne par le Sud-Ouest. Elle comprend la thermocline saisonnière et est donc soumise à une forte variabilité saisonnière. En hiver, l'atmosphère se refroidit et les eaux de surfaces sont brassées par des dépressions atmosphériques plus fréquentes. La couche de surface est alors plus épaisse et froide. Au

3. Glaciations et variations climatiques quaternaires

Ce travail s'inscrit dans une étude globale des conditions paléo-environnementales et sédimentaires du Golfe de Gascogne au cours des derniers 700 000 ans, c'est-à-dire durant la seconde partie du Quaternaire. Un intérêt particulier sera porté à la période 25 000 - actuel. C'est pourquoi dans le paragraphe suivant, une grande importance est accordée à la définition du Quaternaire ainsi qu'aux différentes variations climatiques qui le définissent. Un intérêt particulier est porté sur les phénomènes de déglaciations qui ont pu être des facteurs de contrôle des systèmes turbiditiques profonds du Golfe de Gascogne. Ce dernier élément est par ailleurs un fait avéré pour les systèmes turbiditiques du Nord du Golfe de Gascogne, dépendants essentiellement de la calotte fennoscandienne : lors de la dernière déglaciation, ces systèmes turbiditiques ont enregistré des variations de flux sédimentaires ainsi que des variations dans la nature et la granularité des sédiments transportés (Zaragosi *et al.* 2001 ; Toucanne *et al.*, 2009 ; Toucanne *et al.*, 2010). Il apparaît donc nécessaire de resituer le Sud du Golfe de Gascogne dans son contexte glacio-eustatique et climatique quaternaire pour pouvoir discuter de l'impact potentiel de ces différents forçages sur la zone d'étude.

3.1. Généralités

3.1.1. Définition du Quaternaire

La base du Quaternaire a été soumise à de longs débats avant d'être fixée en 2009 à 2,58 Ma par la commission de l'*International Union for Geological Sciences* (Figure 29 ; IUGS ; Gibbard et van Kolfschoten, 2005, Toucanne *et al.*, 2009, Gibbard et Head, 2010, Gibbard *et al.*, 2010). Le Quaternaire se compose donc du Pléistocène et de l'Holocène. La limite Pliocène-Pléistocène correspond à l'anomalie magnétique de Gauss-Matuyama (Suc *et al.*, 1997, Gibbard et van Kolfschoten, 2005, Gibbard et Cohen, 2008) et au dépôt sapropélique méditerranéen 250 tel que défini au stratotype de Monte San Nicola en Sicile (Toucanne *et al.*, 2009, Gibbard *et al.*, 2010). Cet événement coïncide avec les premiers apports majeurs de matériels ice-raftés aux latitudes moyennes de l'Atlantique Nord qui indiquent la présence de calottes de glaces dans l'Hémisphère Nord (Shackleton, 1997).

Le Pléistocène est subdivisé en 3 sous-périodes, le Pléistocène inférieur, moyen (base à 0,78 Ma) et supérieur (base à 0,12 Ma) (Gradstein *et al.*, 2012). Le Pléistocène est synonyme d'âge glaciaire. Il s'achève aux environs de 11 800 ans, au début de l'interglaciaire actuel, nommé période Holocène qui finalise le Quaternaire.

Current IUGS ratified (2009)

Era	Period	Epoch & Subepoch	Age	Age (Ma)	GSSP
Cenozoic	Quaternary	Holocene		0.012	Vico, Calabria, Italy
			'Tarantian'	0.126	
		Pleistocene	'Ionian'	0.781	
			'Calabrian'	1.806	
			Gelasian	2.588	
	Neogene	Pliocene	Piacenzian	3.600	Monte San Nicola, Sicily, Italy
			Zanclean	5.332	
			Messinian	7.246	
		Miocene	Tortonian	11.608	
			Serravalloian	13.65	
			Langhian	15.97	
			Burdigalian	20.43	
			Aquitanian	23.03	
		Oligocene	Chattian	28.4	
			Rupelian	33.9	
			Priabonian	37.2	
	Paleogene	Eocene	Bartonian	40.4	El Mel, Tunisia
			Lutetian	48.6	
			Ypresian	55.8	
			Thanetian	58.7	
		Paleocene	Selandian	61.7	
			Danian	65.5	

Figure 29 : Stratigraphie détaillée du Cénozoïque actuellement en cours de validité (Gibbard et Head, 2009).

3.1.2. Origine des changements climatiques quaternaires

Les successions glaciaires-interglaciaires du Quaternaire sont de nos jours bien identifiées grâce à l'étude des carottes glaciaires des pôles (McManus, 2004) et des sédiments marins (Lisiecki et Raymo, 2005). Ces études ont permis l'établissement d'une échelle stratigraphique isotopique de référence dont la forme la plus récente, nommée LR-04, est proposée en 2005 par Lisiecki et Raymo (2005). Cette courbe isotopique correspond à la compilation des données isotopiques de 57 carottes sédimentaires prélevées à travers le monde. Cette échelle de référence est celle utilisée dans ce travail.

Les reconstitutions des paléoclimats ont mis en évidence la cyclicité des changements climatiques au cours du temps. Cette cyclicité présente des périodicités de l'ordre de 100 000 à 40 000 ans correspondant aux cycles orbitaux de Milankovitch, respectivement l'excentricité et l'obliquité (Milankovitch, 1948). Récemment, l'influence de la précession, jusqu'ici estimée comme moins influente, a été décelée dans des cycles de 21 000 ans qui semblent contrôler les changements dans la circulation atmosphérique au niveau de l'Atlantique Nord (Siddall *et al.*, 2010). La combinaison de ces variations astronomiques affecte l'insolation terrestre et a un rôle majeur sur l'évolution des climats. Une cyclicité d'ordre inférieur est aussi portée par des cycles courts de l'ordre du millénaire appelés cycles de "Dansgaard-Oeschger" dont l'origine n'est pas encore clairement définie (Dansgaard *et al.*, 1993).

L'objet de cette étude n'est pas de fournir une explication détaillée de l'organisation de ces cycles. Toutefois, il est proposé ici une brève synthèse de ces cyclicités qui caractérisent le Quaternaire afin de mieux appréhender certains résultats de ce travail.

3.1.2.1. Notions sur les glaciations quaternaires

Les périodes glaciaires sont marquées par la croissance significative de calottes de glace depuis les hautes latitudes. Pour former une calotte durant un épisode glaciaire, il est nécessaire que

l'accumulation de neige et de glace soit supérieure à la fonte. Ainsi, comme proposé dès le XIX^{ème} siècle, il est supposé que seule une succession d'étés frais ne faisant fondre que partiellement la glace accumulée en hiver peut permettre l'édification de calottes aux pôles. Ceci donne lieu à la théorie selon laquelle l'insolation aux hautes latitudes contrôle la croissance des calottes polaires, théorie confirmée par la théorie astronomique des paléoclimats de Milankovitch (Milankovitch, 1948).

L'initiation des glaciations du Pléistocène il y a 2,6 Ma fait suite à un refroidissement progressif des climats entamé il y a 4 Ma. Au cours du Pléistocène, vers 900 000 ans, la cyclicité glaciaire-interglaciaire évolue, passant de cycle de $\pm 40\,000$ ans à des cycles de $\pm 100\,000$ ans (Figure 30) (Lisiecki et Raymo, 2005, Raymo et Huybers, 2008). Cette transition est appelée Révolution du Pléistocène Moyen (MPR). Elle correspond à la mise en place de calottes de glace jusqu'aux latitudes moyennes de l'Hémisphère Nord. L'origine de la MPR est encore largement débattue. L'hypothèse dominante jusqu'ici est un changement depuis une domination de l'obliquité vers une domination de l'excentricité. Cependant, il a été récemment proposé que les cycles d'environ 100 000 ans ne soient pas des cycles d'excentricité, dont l'influence sur l'insolation est jugé trop faible, mais 2 à 3 cycles d'obliquité consécutifs (Huybers, 2007, 2009).

Après la MPR, les cycles glaciaires-interglaciaires de 100 000 présentent une évolution dissymétrique : l'entrée en glaciation dure une dizaine de milliers d'années, le maximum de glaciation est atteint au bout de 60 à 90 000 ans puis la transition entre le glaciaire et l'interglaciaire suivant dure moins de 10 000 ans (Figure 30). Ces périodes de transitions entre les cycles glaciaires et interglaciaires sont nommées Terminaisons. Elles sont liées à une variation de paramètres orbitaux : l'excentricité et l'obliquité augmentent alors que la précession s'affaiblit. Ces conditions orbitales induisent une augmentation de l'insolation en été dans l'Hémisphère Nord et donc un réchauffement climatique. Dans de telles circonstances, l'ablation et la fonte de glace deviennent très largement supérieures à l'accumulation (Ruddiman, 2003, 2006).

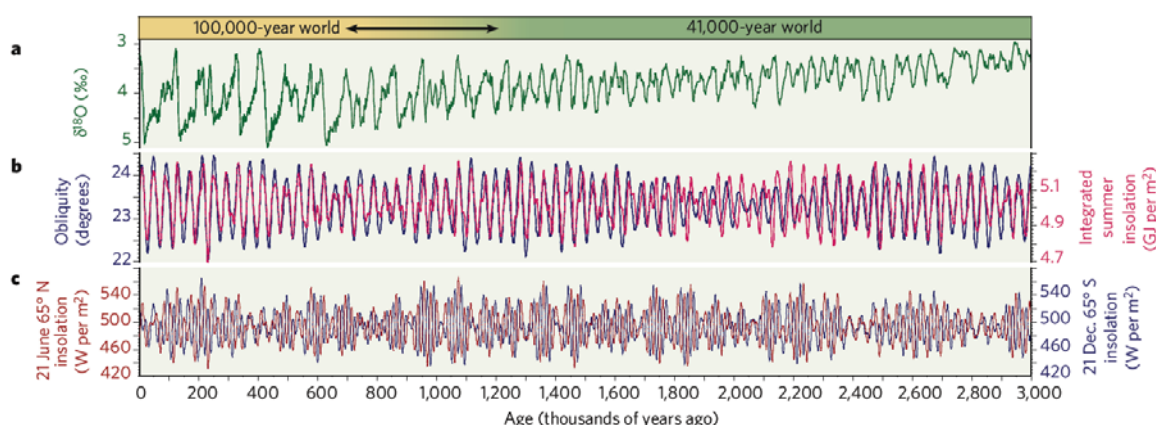


Figure 30 : Climats glaciaires et variations solaires. (a) Courbe du $\delta^{18}\text{O}$ au cours des 3 derniers Ma (Lisiecki et Raymo, 2005). (b) Comparaison entre l'obliquité (bleue) et l'insolation d'été (rouge). (c) Comparaison de l'insolation d'été de l'Hémisphère Nord (au 21 juin à 65°N, rouge) et de l'Hémisphère Sud (21 décembre 65°S, bleue). Le $\delta^{18}\text{O}$ est considéré comme un proxy pour les variations globales de volume de glace qui sont supposées arriver majoritairement dans l'Hémisphère durant cet intervalle de 3 Ma. De 3 Ma à 1 Ma, le $\delta^{18}\text{O}$ varie selon une cyclicité de 41 000 ans caractéristique de l'obliquité et de l'insolation. Au delà de 1 Ma, les cycles s'allongent montrant une cyclicité de 100 000 ans (Raymo et Huybers, 2008).

3.1.2.2. Variabilités climatiques millénaires au cours des épisodes

glaciaires

Les cycles de Dansgaard-Oeschger

L'étude des rapports isotopiques a mis en évidence des oscillations climatiques rapides de l'ordre de 1 000 à 3 000 ans au cours de la dernière période glaciaire. Ces variations sont nommées cycles de "Dansgaard-Oeschger" (D/O), les phases froides correspondant aux stades et les phases chaudes aux interstades (Dansgaard *et al.*, 1993). Ces cycles millénaires ont fortement marqué la circulation océanique (Elliot *et al.*, 2002, Rasmussen et Thomsen, 2004) et la végétation (Harrison et Sanchez Goñi, 2010, Sanchez Goñi et Harrison, 2010). Les liaisons inter-hémisphères semblent très importantes durant les cycles de Dansgaard-Oeschger. L'effet *bipolar seesaw* correspond au réchauffement d'un hémisphère alors que l'autre se refroidit (Stocker, 1998, Maslin et Smart, 2010).

Des études ont montré un fort lien entre les événements climatiques Nord et Sud. L'origine des variations climatiques observées à l'échelle du globe serait due à des perturbations de la circulation océanique profonde de l'Atlantique qui modifient les échanges thermiques entre les océans. Les flux d'eau douce des cycles D/O induisent une réduction des courants profonds de l'Atlantique Nord (*North Atlantic Deep Water*, NADW) et un refroidissement dans l'Hémisphère Nord. Du fait de l'effet *seesaw* (Stocker, 1998, Maslin et Smart, 2010), les flux de chaleur sont concentrés dans l'Hémisphère Sud où ils entraînent une fonte partielle des glaces. A la faveur des transferts thermiques, la NADW reprend alors de la vigueur. L'Hémisphère Nord va alors se réchauffer, connaissant un interstade de D/O. Les glaces de l'Hémisphère Nord se remettent à fondre et la boucle reprend.

Les événements de Heinrich

Des refroidissements sévères d'une cyclicité de 7 à 10 000 ans et d'une durée 1 000 à 2 000 ans sont aussi présents et nommés "Événements de Heinrich" (Heinrich, 1988). Ils sont à l'origine de dépôts riches en grains détritiques grossiers ou IRD (*ice-rafted detritus*) issus des décharges d'iceberg (Grousset *et al.*, 2000, Hemming, 2004). Les IRD sont décrits dans les hautes latitudes de l'Atlantique Nord et sur les mers nordiques à chacun des stades D/O. L'étude des particules sédimentaires associées dans ces événements de Heinrich permettent d'identifier les calottes d'où ils proviennent (Hemming, 2004, Toucanne *et al.*, 2009, Carlson et Clark, 2012).

Les événements de Heinrich sont liés à des mécanismes plus locaux de type forçage interne ou externe des calottes. Des facteurs internes aux calottes pourraient induire des effondrements périodiques de ces calottes à l'origine des débâcles glaciaires d'iceberg massives propres aux événements de Heinrich. Cette hypothèse testée par modélisation sur la calotte Laurentine est jugée peu convaincante puisqu'elle n'explique par la concomitance des événements sur les calottes glaciaires européennes, islandaise ou groenlandaise.

La concomitance des événements pourrait s'expliquer par des forçages externes aux calottes. Parmi ces forçages externes, des variations périodiques (1 500 ans) de flux d'énergie solaire, des variations du niveau marin ou de la température océanique sont suggérés pour expliquer la dislocation de ces calottes. La dislocation de la partie "marine" des calottes entraînerait progressivement la dislocation de leur partie continentale, conduisant à des débâcles récurrentes d'icebergs dans l'Atlantique Nord.

Ces deux types d'évènements, Heinrich et Dansgaard-Oeschger, influent sur la circulation profonde de l'Atlantique Nord. Lors de ces évènements, les volumes conséquents d'eau douce injectés dans l'océan lors des débâcles massives d'icebergs diminuent successivement la salinité des eaux de surface puis entraînent la formation d'eau profonde Nord-Atlantique, provoquant alors un ralentissement de la circulation thermohaline. Ceci influe sur la redistribution océanique des eaux chaudes des basses latitudes vers les hautes latitudes par le biais du Gulf Stream et de la dérive nord atlantique entraînant un refroidissement généralisé du climat de l'Europe.

Les oscillations climatiques du dernier cycle glaciaire sont donc toujours discutées. De nombreuses études tentent aujourd'hui de déceler les mêmes oscillations pour les périodes glaciaires antérieures. Des oscillations ont notamment été identifiées au cours des stades marins isotopiques (MIS) 6, 8 et 10 (Mojtahid *et al.*, 2005, Penaud *et al.*, 2009).

3.2. Les glaciations quaternaires des Pyrénées

L'influence des glaciations quaternaires sur la sédimentation de la marge Nord-Gascogne, affectée par un climat périglaciaire, est largement documentée dans la littérature (Zaragosi *et al.*, 2001, Auffret *et al.*, 2002, Bourillet *et al.*, 2003, Zaragosi *et al.*, 2006, Toucanne *et al.*, 2008, Toucanne *et al.*, 2009, Toucanne *et al.*, 2012). Ces travaux mettent notamment en évidence pour les grands systèmes turbiditiques de la marge Nord-Gascogne des variations de flux sédimentaires et des faciès de dépôts associés lors des épisodes de déglaciations. Fort de ce constat, une synthèse de l'évolution des glaciations dans les Pyrénées est ici réalisée afin de juger de l'éventuelle influence que les dépôts issus de la "calotte" pyrénéenne, ou plutôt les glaciers pyrénéens, pourraient avoir sur les marges Cantabrique et Aquitaine et les systèmes turbiditiques associés.

3.2.1. Généralités sur les Pyrénées

La chaîne Pyrénéenne s'étend sur près de 400 km de long entre 42 et 43° de latitude Nord. Si cette chaîne constitue de fait une frontière entre les plaques Ibérie et Eurasie, puisqu'elle résulte de leur convergence, elle constitue aussi aujourd'hui une limite climatique majeure, une barrière à la circulation atmosphérique de l'Europe de l'Ouest (Calvet 2004). Au Nord des Pyrénées, le climat océanique de l'Aquitaine domine. Les étés sont chauds mais humides, entraînant d'abondantes précipitations, de l'ordre de 1 à 2 m par an d'Ouest en Est. Au Sud, le climat est continental, plutôt de type méditerranéen sec. La position des Pyrénées en zone tempérée explique ainsi les faibles glaciations modernes qui se résument à quelques glaciers sur les faces nord du massif, hérités du Petit Age Glaciaire (Calvet, 2004).

Contrairement à ce faible englacement actuel, le Quaternaire a été une période d'intense glaciation dans les Pyrénées. Pour autant, des différences majeures existent dans la répartition des glaces entre les Pyrénées orientales et occidentales.

3.2.2. Les méthodes de datations des dépôts continentaux pyrénéens

La question des glaciations quaternaires dans la chaîne des Pyrénées est un sujet de débat depuis plusieurs décennies. A la fin des années 80, les premières études de la sédimentation lacustre des paléo-lacs pyrénéens et de leur contenu pollinique ont permis la reconstruction de leur chronologie (Andrieu *et al.*, 1988, Andrieu *et al.*, 1993). De nombreuses études ont depuis été effectuées pour obtenir une datation précise de ces évènements en s'appuyant sur des données variées : la datation ¹⁴C des sédiments lacustres (Moreno *et al.*, 2010, Moreno *et al.*, 2012, Serrano *et al.*, 2012, Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013, Serrano *et al.*, 2013) et des tourbières (González-Sampériz *et*

al., 2006), la géomorphologie des moraines glaciaires et des terrasses alluviales (García-Ruiz *et al.*, 2003, Pallàs *et al.*, 2006, Pallàs *et al.*, 2010, Delmas *et al.*, 2011, García-Ruiz *et al.*, 2013), les spectres polliniques (González-Sampériz *et al.*, 2006, Sanchez Goñi et Harrison, 2010), la végétation (Jalut *et al.*, 2010) et la comparaison aux signaux isotopiques de références ($\delta^{18}\text{O}$ du NGRIP, voir Austin *et al.*, 2012 pour le détail des données) issues de carottes glaciaires ou marines (Moreno *et al.*, 2012). Au-delà de la difficulté à obtenir le matériel suffisant pour certaines méthodes telle que la datation radiogénique au ^{14}C (García-Ruiz *et al.*, 2003), la complexité majeure réside dans la possibilité de corréler toutes ces données entre elles.

La datation par la mesure de la durée d'exposition aux radiations cosmogéniques développée au cours de la dernière décennie semble particulièrement prometteuse pour l'établissement d'un cadre chronologique précis des glaciations quaternaires. Cette méthode de datation géochimique se base sur la production in situ d'isotopes rares tels que le Béryllium 10 (^{10}Be) ou l'Aluminium 26 (^{26}Al) par l'interaction des rayons cosmiques avec des atomes cibles (Si, O, Ca....). En supposant une production constante, l'accumulation de ces isotopes rares est proportionnelle à la durée d'exposition de la surface rocheuse au bombardement de rayons cosmiques. Les âges calculés sont une estimation minimale du moment de mise en exposition de la surface. Les mesures de ^{10}Be permettent théoriquement de dater des surfaces jusqu'à 10 millions d'années. Cette méthode est depuis peu appliquée aux moraines glaciaires des Pyrénées (Pallàs *et al.*, 2006, Pallàs *et al.*, 2010, Delmas *et al.*, 2011), en supposant que la surface à la base de la moraine indique l'âge du retrait du glacier.

3.2.3. Chronologie des glaciations pyrénéennes

Avant de faire état de l'historique des glaciations pyrénéennes, il est nécessaire de faire un point sur les différentes stratigraphies du Pléistocène couramment utilisées. Celles-ci sont au nombre de 3 : les classifications Nord-Européenne (ou Fennoscandienne), Nord-Américaine et Alpine (Figure 31). Elles présentent le même nombre de cycles glaciaires-interglaciaires mais les positions de leurs limites diffèrent dans le temps (voir détails de l'établissement de ces stratigraphies dans Kukla 1978, 2005, Willman and Frye 1970, Bowen 1978). Ces classifications sont établies en domaine continental. Or cette thèse traite du domaine océanique et les résultats qui y sont présentés sont référencés selon la stratigraphie marine isotopique. Afin d'homogénéiser les résultats des différentes études évoqués ci-après, l'ensemble de la chronologie des glaciations pyrénéennes est présentée selon cette dernière stratigraphie. Les équivalences entre les différentes stratigraphies ont été réalisées à partir des travaux comparatifs (Kukla, 2005) ; Figure 31) et de la stratigraphie établie par Zaragosi (2001, Figure 32).

Les auteurs s'accordent sur le fait que les premières glaciations pyrénéennes sont enregistrées au Pléistocène moyen (Calvet, 2004, Ehlers et Gibbard, 2004, Ehlers et Gibbard, 2007). Certains les affectent au complexe du Cromérien (MIS 13-15 ?) (Calvet, 2004), d'autres au complexe légèrement plus tardif de l'Elstérien (\pm MIS 12) (Ehlers et Gibbard, 2004, Ehlers et Gibbard, 2007). Des moraines ont été identifiées comme datant d'environ 170 ka (MIS 6) voir même 260 ka (MIS 8) dans les Pyrénées (Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013).

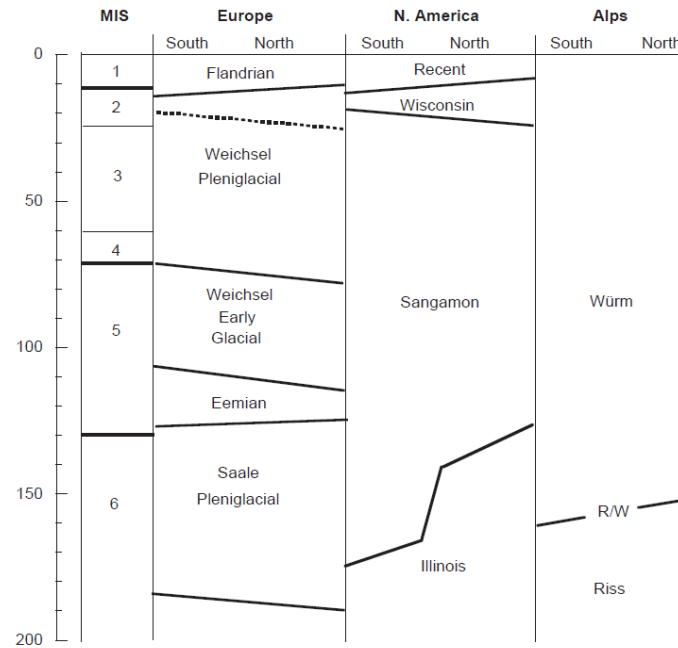


Figure 31 : Corrélation des différentes stratigraphies du Pléistocène selon (Kukla, 2005)

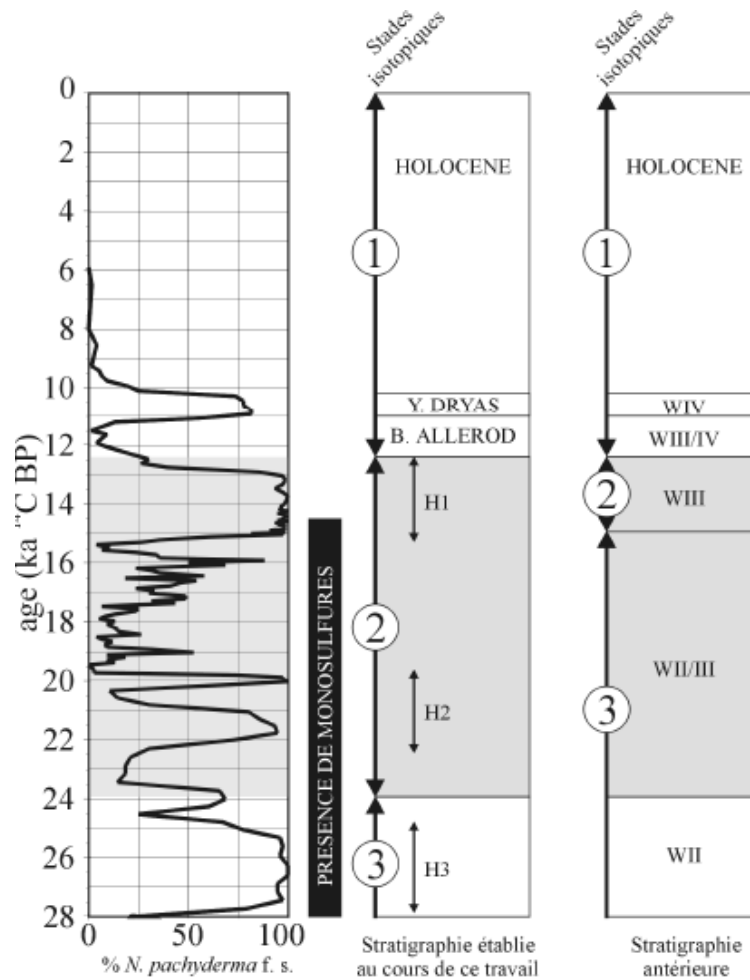


Figure 32 : Comparaison entre l'ancienne stratigraphie utilisée dans le Golfe de Gascogne, basée sur la stratigraphie alpine, et la stratigraphie marine isotopique (Zaragosi et al., 2006).

A la transition MIS 5 - 4, les Pyrénées Centrales connaissent un climat relativement humide (García-Ruiz *et al.*, 2003, Pallàs *et al.*, 2006). A cette même période, autours de 85 ka BP, est identifié un maximum glaciaire sur la péninsule Ibérique (García-Ruiz *et al.*, 2010).

Au cours du MIS 3, les montagnes Cantabriques et les Pyrénées connaissent des alternances rapides de climats tempérés et froids (Moreno *et al.*, 2010, Delmas *et al.*, 2011, Serrano *et al.*, 2012). Ceci entraînent des retraits et ré-englacements successifs rapides qui semblent liés à des cycles de Dansgaard-Oeschger (Jalut *et al.*, 2010). Les limites d'englacement fluctuent d'une dizaine de kilomètres lors de ces changements (Delmas *et al.*, 2011). Au cours du MIS 3, soit il y a plus de 30 ka, l'extension de glace atteint son maximum (Figure 33 ; *Maximum Ice Extent, MIE*) dans les Pyrénées et les Montagnes Cantabriques (Hughes *et al.*, 2013 ; García-Ruiz *et al.*, 2003 ; Calvet, 2004 ; Ehlers et Gibbard, 2004 ; González-Sampériz *et al.*, 2006 ; Ehlers et Gibbard, 2007 ; Jalut *et al.*, 2010 ; Moreno *et al.*, 2010 ; Sanchez Goñi et Harrison, 2010, Moreno *et al.*, 2012 ; García-Ruiz *et al.*, 2013 ; Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013). L'étude des sédiments lacustres a largement contribué à la datation de ce MIE. Près de la tourbière de Biscaye, ils indiquent une date de 38,4 ka BP (Mardones et Jalut, 1983), de 34 ka BP dans la vallée de Ribagorçana (Sud des Pyrénées Centrales ; (Vilaplana, 1983) et de $35\,280 \pm 440$ cal. yr. BP au Pic de l'Europe (Montagnes Cantabriques ; Serrano *et al.*, 2012). Les datations issues d'analyses palynologiques évoquent un âge plus ancien, autours de 60 ka BP (Bordonnau, 1992) et 45-50 ka BP (Montserrat, 1992). L'ensemble de ces données convergent néanmoins pour attester d'une asynchronicité entre le MIE dans les Pyrénées et le dernier maximum glaciaire (*Last Glacial Maximum, LGM*), défini par le développement d'un volume de glace maximum de glace à 21 ka cal. BP (Martinson *et al.*, 1987). De telles asynchronicités entre l'extension maximum du front glaciaire et le LGM sont couramment référencées dans les montagnes sous influences climatiques méditerranéennes : les Alpes, les Vosges, le massif du Pinde en Grèce ou la chaîne des Apennins en Italie (García-Ruiz *et al.*, 2003, Hughes et Woodward, 2008).

L'asynchronicité entre l'extension maximale du front glaciaire pyrénéen et le LGM a cependant été récemment remise en question suite aux résultats proposés par les nouvelles datations par isotopes cosmogéniques qui suggèrent des conditions pléniglaciaires au cours du LGM (Pallàs *et al.*, 2006, Pallàs *et al.*, 2010). Ces résultats sont nuancés par l'étude de Delmas *et al.* (2011) qui met en évidence une différence de fonctionnement majeure entre les domaines nord et sud-ouest et les domaines sud-est des Pyrénées. La situation géographique des Pyrénées à mi-chemin entre l'Océan Atlantique et la mer Méditerranée génère un gradient thermique Est-Ouest le long de la chaîne et la place dans des conditions climatiques intermédiaires. Ce gradient semble être à l'origine des différences dans l'évolution glaciaire des domaines précitées (Delmas *et al.*, 2011).

Ainsi la zone Sud-Est, où le système de basses pressions méditerranéen génère d'importantes précipitations, présente au cours du LGM un front glaciaire similaire à celui du maximum d'extension du MIS 3. Au Nord et au Sud-Ouest des Pyrénées, l'influence du climat atlantique permet des ré-avancées de langues glaciaires au cours du LGM mais d'ampleur inférieure à celles du MIS 3, le front glaciaire n'atteignant pas le MIE établi au cours du MIS 3 (Delmas *et al.*, 2011). Cette explication est cohérente avec les nombreuses études qui attestent de ré-avancées de langues glaciaires au cours du LGM dans différentes vallées pyrénéennes et dans la chaîne cantabrique (García-Ruiz *et al.*, 2003, González-Sampériz *et al.*, 2006, Delmas *et al.*, 2011, Serrano *et al.*, 2012, García-Ruiz *et al.*, 2013, Serrano *et al.*, 2013).

En résumé, dans la zone occidentale des Pyrénées et les Monts Cantrabriques, géographiquement la zone la plus proche du Sud du Golfe de Gascogne, la période d'englacement majeure apparaît être le MIS 3. L'englacement au cours du LGM dans les Pyrénées apparaît quant à lui réduit au regard de l'extension maximale de glace du MIS 3. Or, sur la marge Nord-Gascogne, c'est la débâcle qui suit le LGM (Heinrich event 1) qui impacte fortement la dynamique sédimentaire. En admettant que les produits détritiques de fontes des bassins versants de la zone précitée terminent leur cours dans le Sud du golfe de Gascogne, le potentiel impact des fontes des glaciers pyrénéens sur la dynamique sédimentaire serait donc à rechercher au cours du MIS 3 sur la marge Cantabrique. Néanmoins, parallèlement à ce qui se passe sur la marge Nord-Gascogne, la période de l'Heinrich event 1 n'est pas à négliger en terme d'impact afin de définir si le Sud du Golfe de Gascogne est lui aussi impacté par les phénomènes périglaciaires liés à la calotte Fennoscandienne.

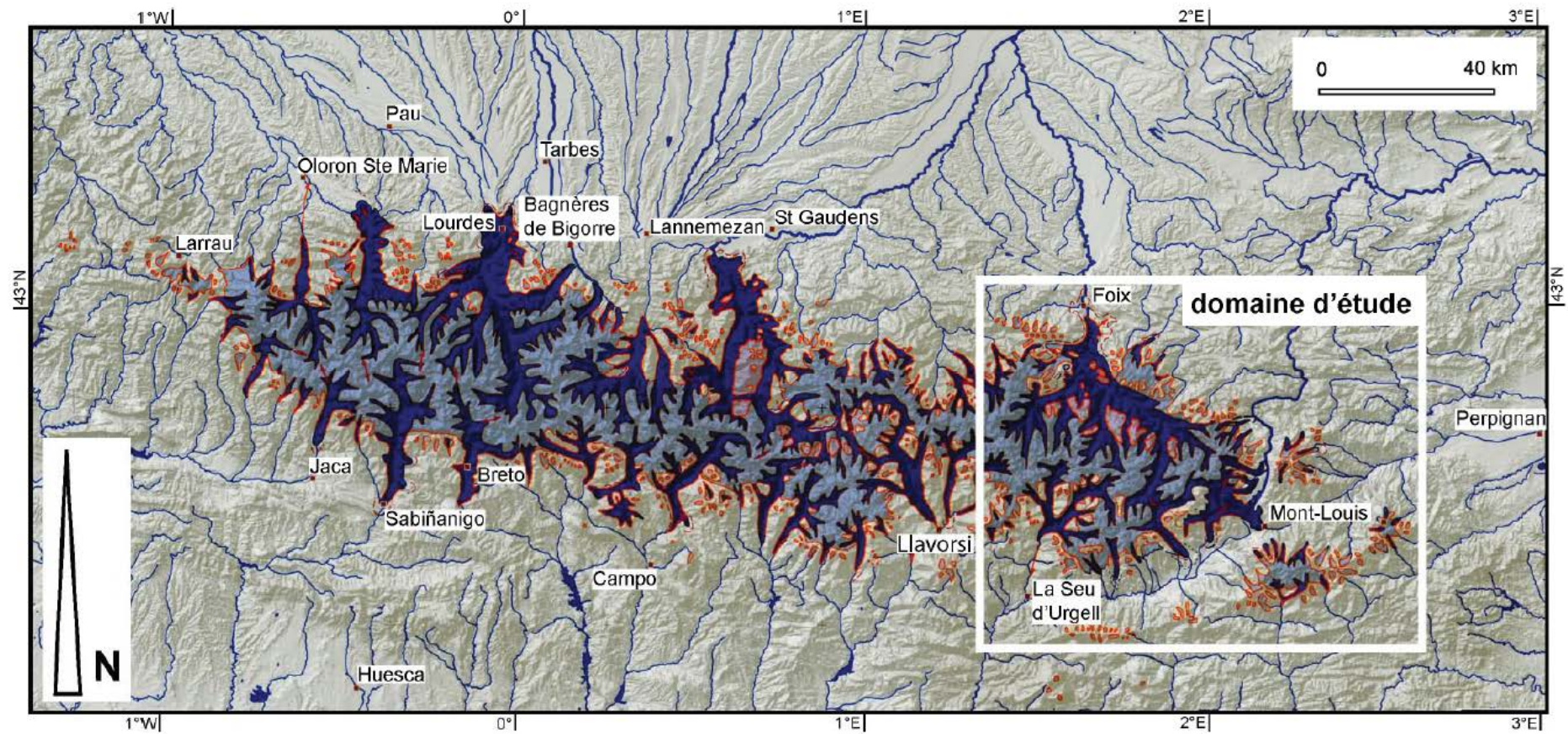


Figure 33 : Extension des glaciers pyrénéens au Quaternaire (Delmas, 2009) (modifiée d'après Calvet, 2004).

CHAPITRE 3 : LES SYSTEMES TURBIDITIQUES DU CAP-FERRET ET DE CAPBRETON – ETAT DES CONNAISSANCES

Trois canyons sous-marins majeurs sont présents dans le sud du Golfe de Gascogne : le canyon du Cap-Ferret, le canyon de Capbreton et le canyon de Torrelavega. Chacun de ces canyons est un élément architectural associé à un système turbiditique, nommés respectivement système du Cap-Ferret, système de Capbreton et système de Torrelavega. Peu d'éléments sont disponibles dans la littérature sur le système de Torrelavega, il en est par conséquent peu question dans ce chapitre. Une grande attention est en revanche accordée aux systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton. Un bilan des connaissances sur leur morphologie, leur environnement et leur dynamique sédimentaire est proposé. Ce bilan met en évidence le fait que, bien que ces deux systèmes aient des caractéristiques bien différentes, ils présentent des éléments architecturaux semblables. Il est par conséquent difficile de savoir s'il faut considérer un unique système turbiditique multi-sources ou bien deux systèmes turbiditiques mitoyens. Enfin, afin de mettre ces systèmes en perspectives et d'avoir une approche type *source-to-sink*, une partie importante du chapitre est consacrée à l'étude des différents bassins versants qui alimentent le ou les système(s) turbiditique(s). Les sources individuelles de chacun de ces systèmes turbiditiques ont des caractéristiques qui leur sont propres : nature et taille des bassins versants, hydrologie, morphologie, etc. Depuis l'initiation du système à l'Eocène supérieur, ces sources d'apports sédimentaires pour le domaine marin profond ont, tour à tour, pu être dominantes ou inactives, leur rôle fluctuant au gré des variations climatiques et glacio-eustatiques. La description de ces différentes sources permet de présenter la charge sédimentaire actuelle que chacune apporte à l'océan. Différents éléments permettant de comprendre l'évolution du système au cours du dernier cycle climatique sont intégrés tels que la dernière glaciation des Pyrénées ou l'impact du dernier bas niveau marin.

1. Introduction

Ce chapitre traite des systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton. Afin de mieux appréhender les différentes localisations citées dans la suite du chapitre ainsi que pour repositionner les deux canyons dans leur contexte structural, une carte de bathymétrie ombrée zoomée sur la zone d'étude est proposée (Figure 34). Cette carte permet également de situer les deux canyons dans leur contexte structural : le canyon de Cap-ferret est bordé par des failles normales héritées de la structuration du bassin de Parentis, le canyon de Capbreton se situe au niveau du front de chevauchement Nord-Pyrénéen (Ferrer *et al.*, 2008).

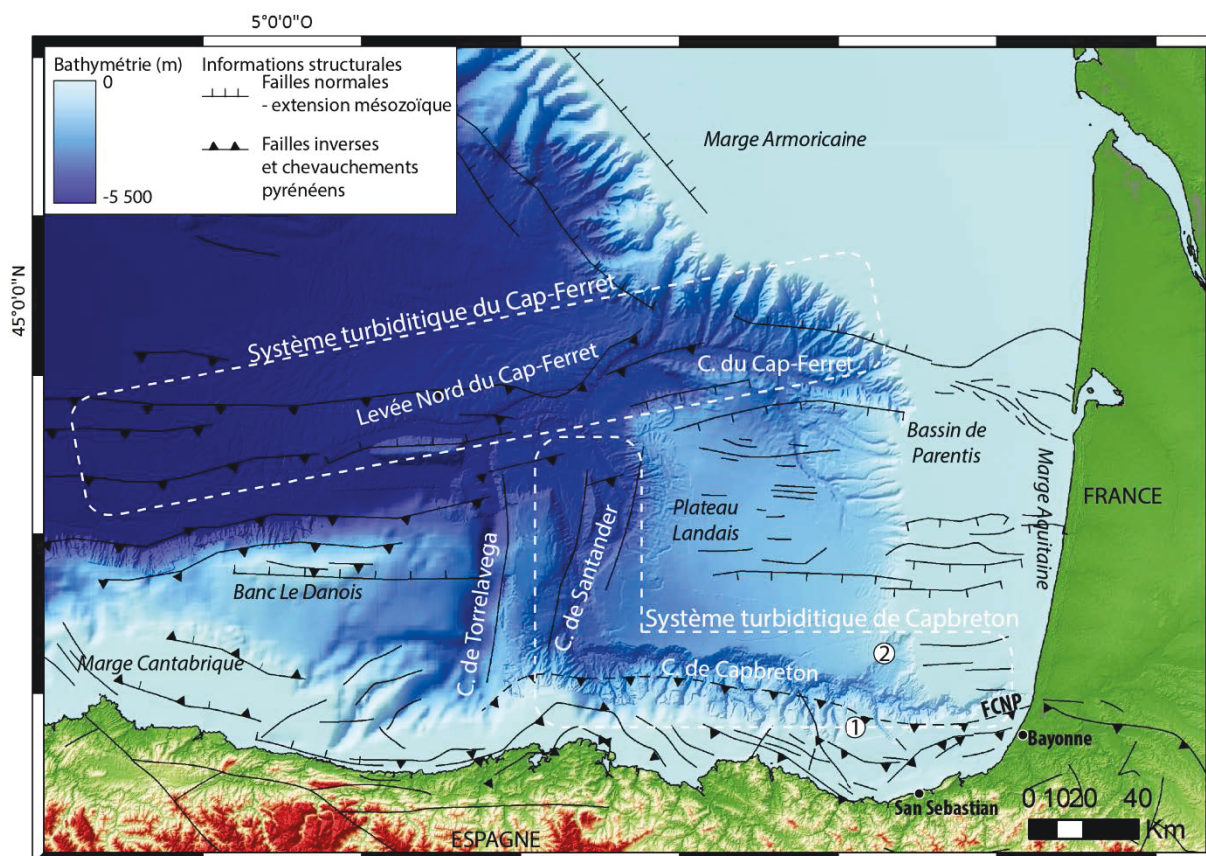


Figure 34 : Carte bathymétrique ombrée du sud du golfe de Gascogne. En surimposition, le schéma structural de la zone tel que présenté par Roca *et al.* (2011). Cette carte montre le lien étroit entre la position des grands traits morphostructuraux actuels tels que les canyons sous-marins et l'héritage structural. 1 : Interfluve Coastarenkala. 2. Glissement Landais. Abréviations : C. : Canyon ; FCNP : Front de Chevauchement Nord-Pyrénéen.

1.1. Initiation des systèmes turbiditiques

L'étude des structures profondes de la zone la plus orientale du Golfe de Gascogne montre que ce domaine a été structuré en deux phases majeures. La première phase correspond à l'ouverture simultanée du Golfe de Gascogne et de l'Atlantique central depuis la fin du Jurassique jusqu'au Crétacé supérieur (voir Chapitre 2.1 ; Ferrer *et al.*, 2008). Cette phase extensive se traduit par la présence de grandes failles normales mésozoïques qui ont structuré, entre autres, le Bassin de Parentis (Biteau, 2006 ; Ferrer *et al.*, 2008, Roca *et al.*, 2011 ; Figure 34). La seconde phase est la phase compressive pyrénéenne qui a engendré les bassins d'avant-pays d'âge crétacé terminal à miocène moyen (Ferrer *et al.*, 2008). Elle est associée à la mise en place de nombreuses failles inverses et chevauchements, dont le front de chevauchement Nord-Pyrénéen (Roca *et al.*, 2011). La déformation pyrénéenne est d'abord enregistrée dans la zone sud-pyrénéenne durant le Crétacé

terminal puis affecte le front Nord-Pyrénéen et les bassins d'avant-pays avant l'Éocène supérieur (Ferrer *et al.*, 2008). C'est dans ce contexte, avec un héritage structural fort, que s'initie les systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton.

En effet, si Dauvillier (1961) propose un âge inférieur pour l'initiation des canyons du Capbreton et de Cap-Ferret, de nombreuses études convergent pour proposer que ces canyons s'initient dès l'Éocène supérieur (Schoeffler, 1965, Cirac *et al.*, 1997, Cirac *et al.*, 2001, Ferrer *et al.*, 2008). En particulier, les profils sismiques de la mission Marconi (Ercilla *et al.*, 2008) mettent en évidence des cicatrices érosives à la base de chacun de ces deux canyons (Figure 35 ; Ferrer *et al.*, 2008).

Au niveau de Capbreton, la cicatrice érosive tronque les dépôts de l'Éocène inférieur et est partiellement recouverte par des réflecteurs en on-lap datant de l'Éocène supérieur (Figure 35). Il n'y a pas d'indice de la présence du canyon de Capbreton avant la formation de cette cicatrice : les formations du Crétacé supérieur à l'Éocène ne présentent ni variation d'épaisseur ni de pendage. Des processus dépositionnels tels que des dépôts de débordement de levées ou des mass-flow, dominant le fond de la vallée jusqu'au Miocène moyen. Le fond du canyon serait ensuite dominé par de l'érosion jusqu'à nos jours, comme l'atteste l'absence de dépôts post-miocène inférieur dans le fond du canyon et les traces d'effondrements sur les flancs (Ferrer *et al.*, 2008). Cette étude montrera que l'aspect érosif du canyon à l'heure actuelle et au cours de l'Holocène peut-être largement discuté.

La base du canyon de Cap-Ferret correspond à une cicatrice majeure datée du Miocène moyen (Figure 35 ; Ferrer *et al.*, 2008). La cicatrice érode entièrement les dépôts de l'Éocène inférieur, du Paléocène et partiellement ceux du Crétacé terminal. Des cicatrices d'érosion sont perceptibles dans les formations de Crétacé supérieur. Si elles ne semblent pas reliées directement au système turbiditique de Cap-Ferret, elles indiquent la présence probable d'un réseau de transport de particules plus ancien lié à la subsidence thermique du Bassin de Parentis. La migration du chenal de Cap-Ferret vers le nord est mise en évidence. La prédominance de processus d'accumulation conduit au remplissage progressif et au lissage de l'incision du chenal (Ferrer *et al.*, 2008).

La position fixe du canyon de Capbreton résulte probablement de la position relativement stable du Front de chevauchement Nord-Pyrénéen alors que la migration du canyon de Cap-Ferret résulte d'une subsidence thermique qui n'est pas fixe dans la zone du bassin d'avant pays (Ferrer *et al.*, 2008).

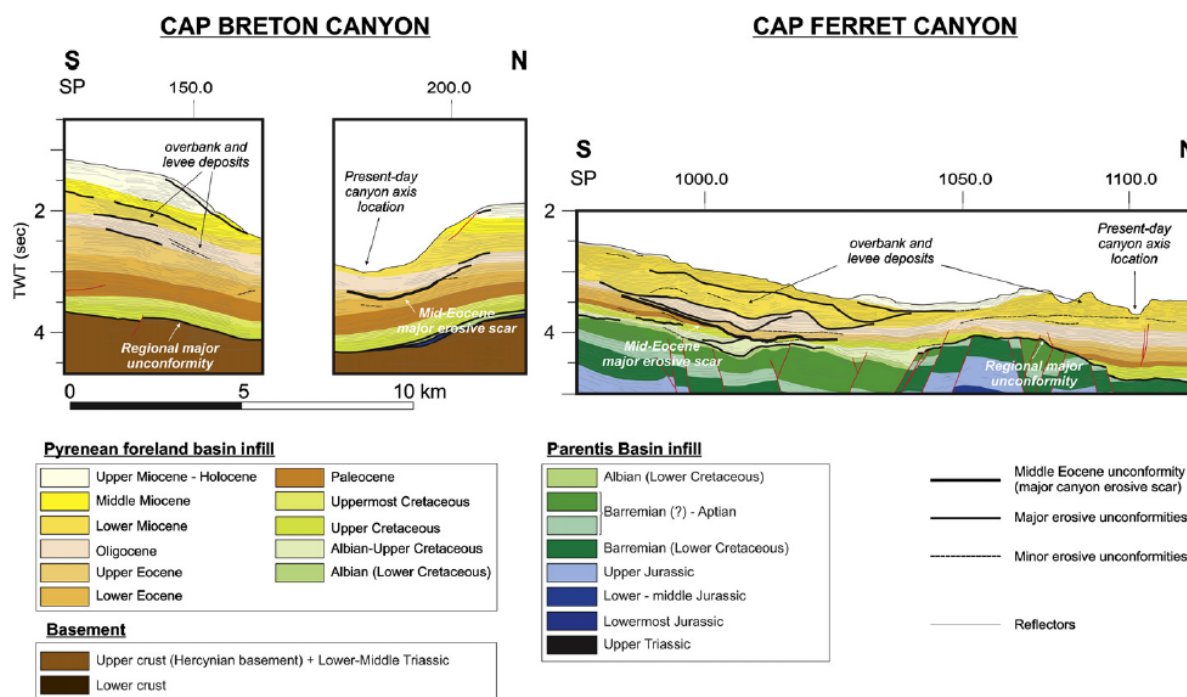


Figure 35 : Interprétation des profils sismiques de la mission Marconi mettant en évidence les cicatrices d'érosion à la base des systèmes Cap-Ferret et Capbreton (Ferrer *et al.*, 2008)

1.2. Evolution des systèmes turbiditiques jusqu'à l'actuel

Peu d'études se sont intéressées à l'évolution de ces deux systèmes turbiditiques depuis leur initiation. Deux ouvrages font néanmoins référence pour l'évolution de la dynamique sédimentaire du sud du Golfe de Gascogne de l'Eocène supérieur au Quaternaire : les thèses de M. Cremer (1983) et de J. Iglesias-Crespo (2009). Ce paragraphe s'attache donc à reconstituer au cours de cette période l'évolution de ces systèmes turbiditiques (Figure 36), selon la littérature, au regard notamment des forçages glacio-eustatiques.

Éocène supérieur - Oligocène moyen

Les terrains déformés lors de la phase tectonique de l'Eocène moyen sont scellés par les dépôts de la période allant de l'Eocène supérieur à l'Oligocène moyen. En avant du Front Nord-Pyrénéen, le sillon subsident sous-pyrénéen isole la marge Aquitaine des apports terrigènes en provenance des Pyrénées. Les dépôts sont réduits dans le graben du Cap-Ferret et sur le plateau Landais. Le canyon de Capbreton-Santander, prolongement du sillon sous-pyrénéen, permet la distribution de quelques turbidites sur le glacis (Cremer, 1983).

Oligocène supérieur - Miocène inférieur

La période de l'Oligocène supérieur au Miocène inférieur est tectoniquement active : l'Ibérie converge vers l'Eurasie dans un mouvement oblique NW-SE (Srivastava *et al.*, 1990, Rosenbaum *et al.*, 2002, Sibuet *et al.*, 2004). Ce mouvement de convergence initie la marge et les montagnes Cantabriques (Srivastava *et al.*, 1990, Gallastegui *et al.*, 2002) et engendre des hauts structuraux isolés dans la plaine abyssale tel que le Mont Jovellanos. Ceci favorise un confinement du Graben du Cap-Ferret (Cremer, 1983).

Cette période connaît également une forte baisse du niveau marin qui induit une importante augmentation du volume des apports terrigènes vers le milieu océanique. Du fait du comblement du sillon sous-pyrénéen, ces apports atteignent désormais le Bassin de Parentis, une zone préférentielle de dépôt. Une sédimentation conséquente a lieu sur le plateau Landais grâce à une forte concentration en suspensions hémipélagiques (Cremer, 1983).

Les forçages structuraux et eustatiques favorisent ainsi le développement des systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton. Le paléo-chenal de Cap-Ferret s'individualise par édification des banquettes de débordement (Cremer, 1983). Le système d'alimentation du canyon du Cap-Ferret est considéré par Cremer (1983) comme dominant mais Iglesias-Crespo (2009) suggère plutôt un système d'alimentation tout aussi actif pour le canyon de Capbreton (Figure 36). Ce dernier propose également des systèmes chenaux-levées bien développés pour les deux canyons du Cap-Ferret et de Capbreton, ainsi que la mise en place de lobes à leur débouché dès le Miocène inférieur (Aquitainien) pour le système turbiditique du Cap-Ferret, et dès l'Oligocène supérieur (Chattien) pour le système turbiditique de Capbreton (Figure 36). La mise en place de ces éléments architecturaux est évoquée plus tardivement par Cremer (1983), au Miocène supérieur voir au Pliocène.

A la fin du Miocène inférieur (Burdigalien), une diminution des apports s'amorce : l'incision dans les chenaux des deux systèmes turbiditiques décroît tandis que leur sinuosité augmente (Iglesias Crespo, 2009)

Miocène moyen

Au cours du Miocène moyen, l'élévation du niveau marin est maximale. Dans la continuité de ce qui s'amorce au Burdigalien, cette hausse maximale du niveau marin relatif induit une diminution des apports terrigènes par les courants de turbidité vers le milieu marin profond (Cremer, 1983). L'alimentation est dominée par des apports clastiques depuis les Pyrénées. Ce sont néanmoins le diapirisme et la subsidence qui contrôlent la forte progradation des dépôts sur le plateau Landais (Bellec, 2003). Bien qu'en amont de la dépression du Cap-Ferret le chenal du Cap-Ferret s'approfondisse, les dépôts s'amincissent rapidement vers l'aval (Cremer, 1983). Les apports en provenance du Cap-Ferret sont trop faibles pour continuer d'alimenter les chenaux distributaires préalablement formés sur le glaciais (Figure 36 ; Cremer, 1983), justifiant l'absence de lobes à cette époque selon Iglesias-Crespo (2009 ; Figure 36). Un forçage tectonique complémentaire au forçage eustatique, sous la forme d'une subsidence de la plaine abyssale, est proposé par (Iglesias-Crespo, 2009) pour expliquer l'absence de lobe sur le glaciais au Miocène moyen. Un apport faible sur le glaciais persiste tout de même par le système Capbreton-Santander (Cremer, 1983).

Miocène supérieur

Dans un contexte tectonique inactif (Srivastava *et al.*, 1990, Gallastegui *et al.*, 2002), une importante baisse du niveau marin (> 100 m) à la base du Miocène supérieur (10 Ma) entraîne une recrudescence des apports terrigènes et une importante phase d'érosion. Le talus du plateau Landais prograde vers l'ouest et à ses pieds s'ouvre directement la dépression du Cap-Ferret (Cremer, 1983). La fréquence des courants de turbidité augmente dans l'axe du chenal du Cap-Ferret et conduit à l'installation d'un nouveau réseau de chenaux sur le glaciais (Iglesias Crespo, 2009). Au cours du Miocène supérieur, le canyon de Capbreton constitue tout d'abord la source dominante d'apport terrigène puis le canyon du Cap-Ferret devient prédominant (Cremer, 1983). Une réunion des systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton a lieu au nord du Mont Jovellanos (Iglesias

Crespo, 2009) alors qu' au sud se trouverait un lobe résultant des apports en provenance du canyon de Torrelavega.

Plio-Quaternaire

La période plio-quaternaire se caractérise par un changement dans la cyclicité des évènements glaciaires et interglaciaires. Après une élévation importante du niveau marin à la base du Pliocène, la fréquence des variations eustatiques du niveau marin est dominée par des cycles de 100 000 à 40 000 ans (Lisiecki et Raymo, 2005). Un changement océanographique majeur est aussi lié à l'ouverture du détroit de Gibraltar qui conduira à la mise en place de la MOW et des dépôts contouritiques associés (Llave *et al.*, 2007).

La période du Pliocène connaît de forts apports terrigènes grâce à une activité turbiditique soutenue du fait d'un niveau marin relativement haut (Cremer, 1983). Au sud du chenal principal du Cap-Ferret, l'ensemble des petits chenaux distributaires du Cap-Ferret se met en place (Figure 36). Par rapport au reste de la marge, l'avancée du talus est en retard au niveau de la tête du Cap-Ferret en raison d'une remobilisation fréquente des dépôts (Cremer, 1983). L'activité du système du Cap-Ferret est marquée par des dépôts de levée alors que l'activité du système de Capbreton est réduite (Cremer, 1983, Iglesias Crespo, 2009). Le plateau Landais présente des dépôts progradants uniformément répartis et les séquences sédimentaires caractéristiques d'un cortège transgressif s'homogénéisent sur la plateforme Aquitaine (Bellec, 2003).

La période du Pléistocène connaît des apports terrigènes plus importants du fait des rapides variations glacio-eustatiques. Le chenal du Cap-Ferret s'approfondit par édification de la banquette nord, et la levée nord prograde d'est en ouest (Cremer, 1983). Les apports en provenance du système de Capbreton s'effectuent dorénavant essentiellement par la branche ouest du canyon de Santander et interfèrent avec les apports du Cap-Ferret (Cremer, 1983, Iglesias Crespo, 2009). L'alimentation importante de la zone distale en sédiments détritiques entraîne une progradation rapide des lobes et des levées, entraînant l'édification de la levée hypertrophiée du système turbiditique du Cap-Ferret (Cremer, 1983). L'intensité des courants gravitaires évolue au même rythme que les variations fréquentes du niveau marin au cours du Quaternaire. Le chenal de Torrelavega se réoriente pour se joindre aux chenaux de Capbreton et du Cap-Ferret en amont du Mont Jovellanos (Figure 36 ; Iglesias Crespo, 2009).

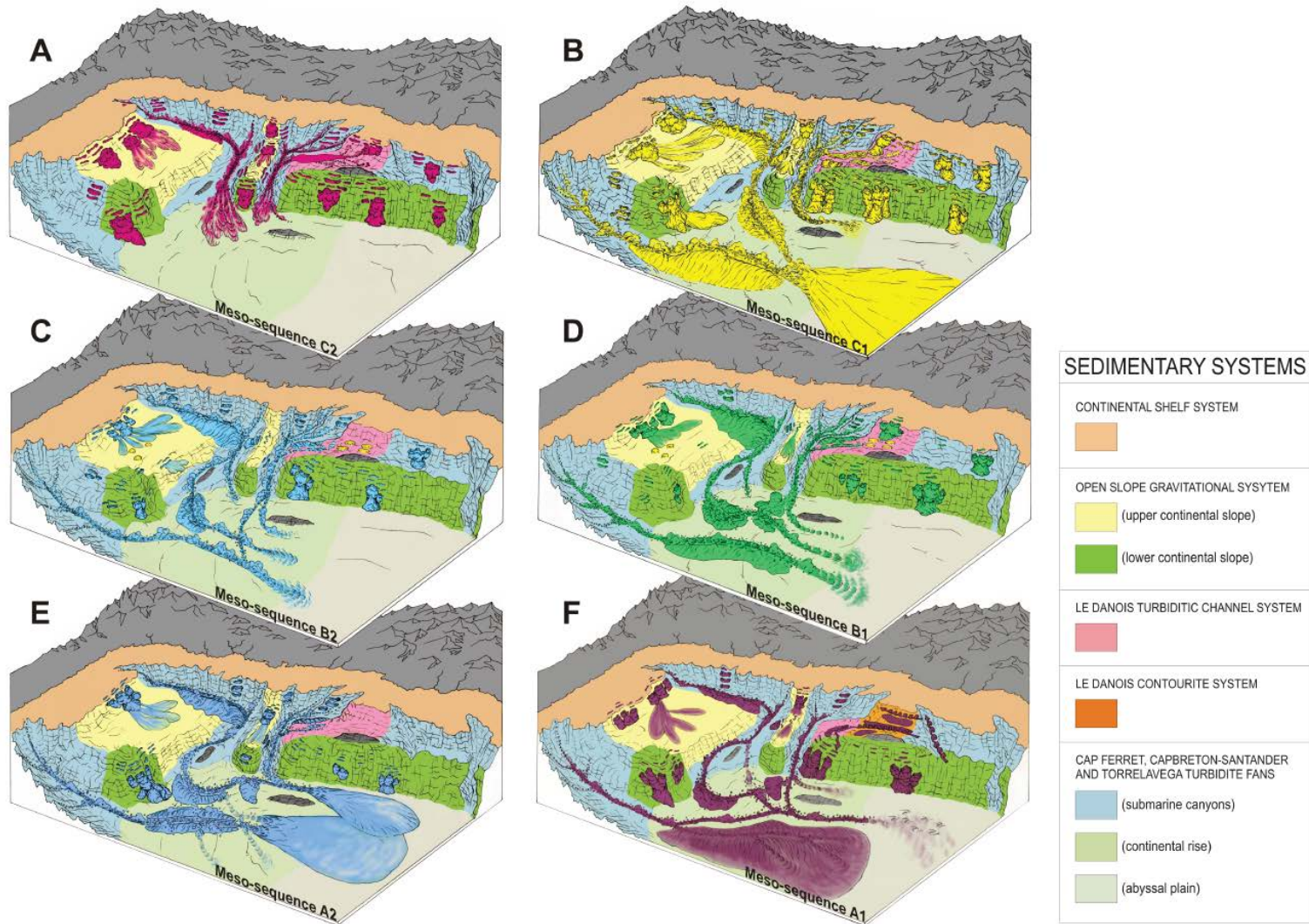


Figure 36 : Reconstitution de l'évolution architecturale des systèmes du Cap-Ferret et de Capbreton depuis l'Oligocène supérieur jusqu'au Plio-Quaternaire. A : Oligocène supérieur (Chattien). B : Oligocène terminal-Miocène inférieur (Aquitainien). C : Miocène inférieur (Burdigalien). D : Miocène moyen (Langhien-serravalien). E : Miocène supérieur (Tortonien-Messinien). F : Plio-Quaternaire (Iglesias Crespo, 2009)

2. Le canyon et le complexe chenal-levée du système turbiditique du Cap-Ferret

Au cours des années 80, les systèmes turbiditiques profonds restent assez mal connus en dehors des grands systèmes californiens (Normark *et al.*, 1979) ou du Mississippi (Bouma et Coleman, 1985, Bouma *et al.*, 1985, Weimer, 1989, Kolla et Perlmutter, 1993). Le potentiel pétrolier de ces systèmes ainsi que l'engouement de l'époque pour le concept de modèle suscitent un regain d'intérêt pour leur exploration et leur compréhension. C'est dans ce contexte qu'est initiée par Elf-Aquitaine l'étude du système turbiditique profond du Cap-Ferret. Deux ouvrages font références pour ce système : un bulletin du centre de recherche d'Elf-Aquitaine où est présentée une approche à large échelle du système (Nely *et al.*, 1985), et la thèse d'état de Michel Cremer (Cremer, 1983) qui présente une analyse de détail de la dynamique sédimentaire du canyon et de la partie supérieure du complexe chenal-levée du Cap-Ferret. Ces travaux contribuent largement à la reconnaissance du système et en fait un exemple majeur de système turbiditique moderne (Reading et Richards, 1994).

Cette étude du système turbiditique du Cap-Ferret a été réalisée avec des moyens d'investigations et une terminologie datant de plus de 30 ans. Le canyon de Cap-Ferret n'a pas fait l'objet d'une nouvelle reconnaissance depuis lors. Il est ici proposé une synthèse des informations mises alors en évidence, en utilisant une terminologie moderne.

2.1. Morphologie du canyon de Cap-Ferret

L'étude de Cremer (1983) propose une morphologie détaillée de la partie amont du système turbiditique du Cap-Ferret. La "dépression du Cap-Ferret" était alors opposée à la "zone d'accumulation sédimentaire" (Figure 37).

La "dépression du Cap-Ferret" est nommé plus simplement dans le travail ici présenté "canyon du Cap-Ferret" (*sensu largo*). Il s'agit d'une large dépression (jusqu'à 50 km de large) en U dont le cœur est occupé par le thalweg du Cap-Ferret (Figure 37). Son flanc nord correspond à la pente de la terminaison de la marge Armoricaïne. Il est incisé par dix canyons courts et rectilignes dont les deux branches du canyon du Cap-Ferret (*sensus stricto*). Ces canyons débouchent directement dans le thalweg axial du Cap-Ferret (Figure 37). Ce thalweg est surplombé en rive droite par un ensemble de terrasses alors nommée "banquette nord" (Cremer, 1983). Le flanc sud du canyon de Cap-Ferret correspond à la terminaison nord du plateau Landais, et est incisé par le "chenal sud-Cap-Ferret" (Cremer, 1983) où convergent les chenaux drainant le talus aquitain. Un relief structural isolé, le "relief sud Cap-Ferret" délimite la "dépression sud Cap-Ferret" (Cremer, 1983). Celle-ci est un graben crétacé repris en compression à l'Eocène (Cremer, 1983).

La "zone d'accumulation sédimentaire" constitue la continuité du système turbiditique du Cap-Ferret vers l'aval (Figure 37). Il s'agit de ce qui est désormais nommé "complexe chenal-levée". Il s'y développe la levée nord du Cap-Ferret, haute mono-levée du système et son chenal associé (Cremer, 1983). Ce domaine chenal-levée présente une géométrie complexe du fait de l'arrivée par le sud des canyons de Capbreton-Santander et Torrelavega (Figure 37). L'architecture de cette zone précise, nommée dans le présent manuscrit "la zone de confluence", sera détaillée au chapitre 6, aux vues des données acquises lors de la mission SARGASS.

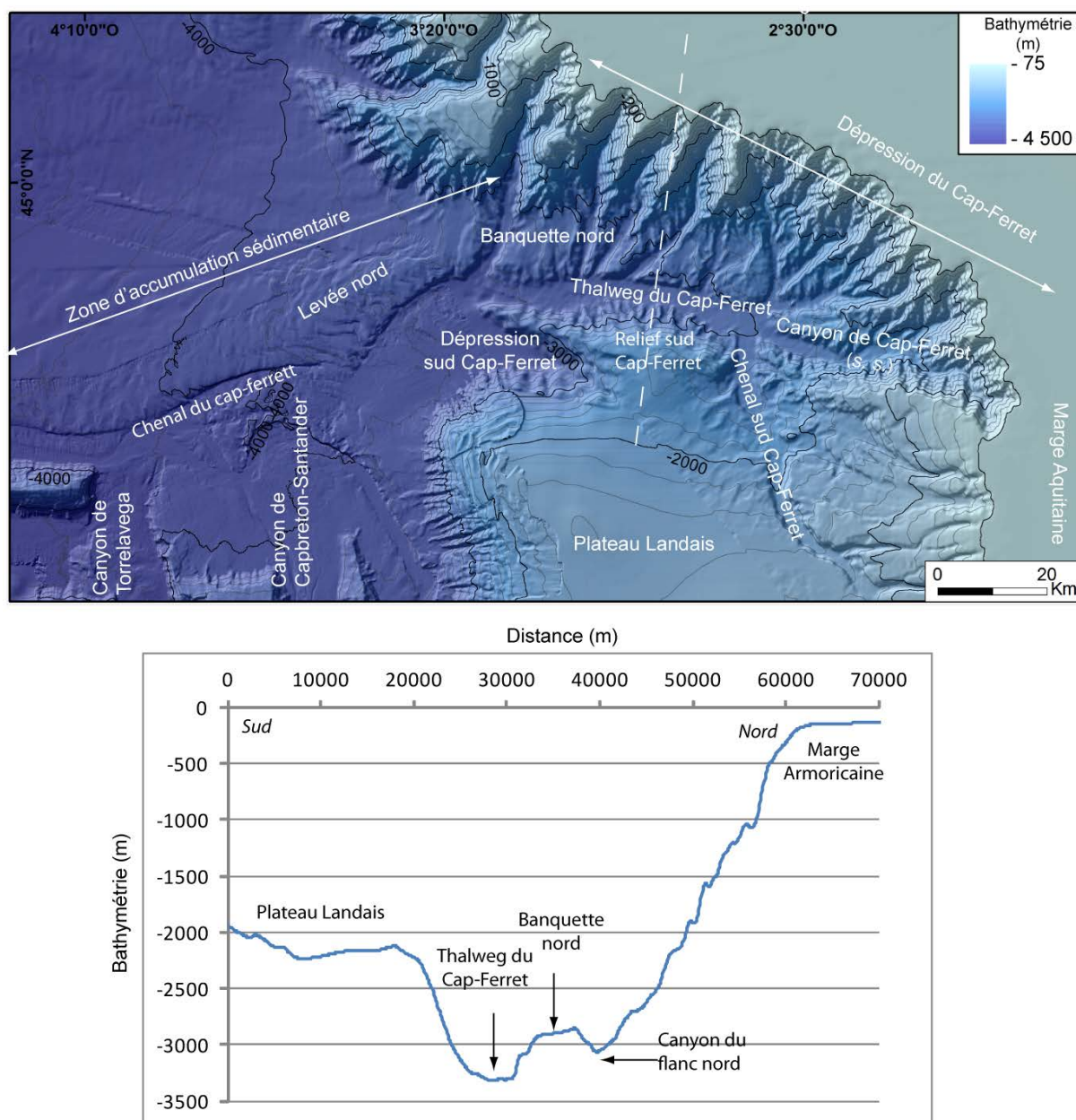


Figure 37 : Le système turbiditique du Cap-Ferret selon les limites et nomenclatures de Cremer (1983) sur fond bathymétrique ombrée ZEE et SARGASS. Le trait en pointillé de la carte bathymétrique correspond à la coupe bathymétrique transversale en bas, montrant la morphologie en U du canyon de Cap-Ferret.

2.2. Stratigraphie des dépôts

Une des forces de l'étude de Cremer (1983) est l'utilisation d'un cadre stratigraphique basé sur un proxy toujours usité actuellement. En effet, l'enroulement des *N. pachyderma*, dextre ou senestre, avait déjà été identifié comme marquant une période climatique tempérée ou froide à polaire respectivement (Caralp, 1971, Caralp *et al.*, 1974). Cependant, la stratigraphie établie à l'époque était basée sur une corrélation avec la stratigraphie continentale des glaciations alpines, en particulier du Würm (voir ci-dessus chapitre 2-3.). De plus les évènements de Heinrich, refroidissements brutaux se superposant au cycle glaciaire-interglaciaire, n'étaient pas encore reconnus (Heinrich, 1988). Ainsi, le niveau d'Heinrich H1 était alors régulièrement confondu avec le dernier maximum glaciaire. Cette stratigraphie est ainsi aujourd'hui obsolète dans les environnements marins. Il lui est préférée l'utilisation de la stratigraphie marine basée sur l'étude

des microfaunes, des isotopes de l'oxygène et la position des événements de Heinrich (Martinson *et al.*, 1987 ; Heinrich, 1988). Une corrélation entre la stratigraphie continentale et marine, réalisée par S. Zaragosi (2001 ; Figure 32) permet de continuer à utiliser les résultats des études antérieures. La dynamique sédimentaire du canyon du Cap-Ferret du MIS 3 au MIS 1 (voir ci-après Chapitre 3-3.3) est par conséquent présentée en considérant la stratigraphie marine isotopique.

De plus, l'identification du Paléofleuve Manche n'avait pas eu lieu (Gibbard *et al.*, 1988), et la dynamique sédimentaire du Golfe de Gascogne n'était pas encore identifiée comme fortement dépendante de phénomènes périglaciaires et des débâcles glaciaires (Toucanne *et al.*, 2009). La dynamique sédimentaire de la zone n'avait donc pas été analysée sous cet angle bien que différents éléments dans les travaux de Cremer (1983), tels que l'identification de débris ice-raftés, montraient déjà une certaine sensibilité de l'auteur à la possibilité de forçages glacio-eustatiques sur la zone sud du Golfe de Gascogne.

2.3. Evolution du canyon de Cap-Ferret du MIS 3 au MIS 1

Trois épisodes de sédimentation majeurs ont été mis en évidence dans le sud du Golfe de Gascogne, au niveau du canyon du Cap-Ferret (Cremer, 1983) :

- Le dernier maximum glaciaire :

Initialement attribué au Würm II/III (antérieurement MIS 3, Figure 32), cet épisode de forte alimentation terrigène, à l'origine d'importants dépôts turbiditiques, est supposé prendre place au cours d'une période de réchauffement climatique (Cremer, 1983). Il s'agit plutôt du dernier maximum glaciaire (LGM, MIS 2, Figure 32). De récents travaux ont montré que les conditions océaniques de surface dans le Golfe de Gascogne au cours du LGM pouvaient être équivalentes aux conditions actuelles (Penaud *et al.*, 2009), c'est-à-dire des conditions plutôt chaudes au regard des deux épisodes froids (He1 et He2) qui l'encadrent.

- L'évènement d'Heinrich 1 :

Initialement attribué au Würm III (antérieurement MIS 2, Figure 32), cet épisode a été interprété comme une phase d'érosion et de transport actif dans le canyon et de construction préférentielle de la levée relative à l'abaissement du niveau marin (Cremer, 1983). Un enrichissement en particules grossières y est identifié : une relation avec une dérive des glaces est proposée (Cremer, 1983), et ceci bien avant l'identification des événements de Heinrich. Compte-tenu des corrections stratigraphiques apportées, cet épisode correspond à l'évènement d'Heinrich 1, ici caractérisé par de forts apports en particules détritiques.

- Le stade 1 (MIS 1) :

Initialement identifié comme post-Würm III, cet épisode est marqué par la baisse puis l'arrêt de l'activité turbiditique (Cremer, 1983). Ceci a été interprété comme dépendant de l'élévation du niveau marin puis de sa stabilisation en contexte de haut niveau (transgression flandrienne). Cet épisode correspond au stade isotopique 1 (MIS 1 ; Figure 32). Les dépôts du stade 1 avaient précédemment été présentés en un seul ensemble (Cremer, 1983), bien que des hiatus du Würm 3-4 et Würm 4 voire de l'Holocène inférieur aient été signalés. Compte-tenu des corrections stratigraphiques apportées, ces hiatus seraient aujourd'hui associés au refroidissement du Younger

Dryas, élément observé localement dans le Golfe de Gascogne sur les levées de Crozon et d'Audierne (Toucanne *et al.*, 2008).

Malgré les problèmes de stratigraphie, les travaux de Cremer (1983) liant climat, eustasie et activité turbiditique étaient très novateurs.

3. Le canyon de Capbreton, mise en contexte

Longeant la marge Basco-cantabrique, et suivant l'héritage structural du front Nord-Pyrénéen, le canyon de Capbreton et son thalweg sinueux s'étendent d'est en ouest sur 270 km (distance curviligne) avant de brutalement s'orienter vers le nord pour se prolonger de 75 km dans le canyon de Santander (Figure 34). Le canyon de Santander, orienté sud-nord, prend place dans une zone de transfert du front Nord-pyrénéen (Roca *et al.*, 2011), c'est-à-dire un couloir décrochant qui perturbe le cours linéaire du front Nord-Pyrénéen (Figure 34). Cette zone de transfert guide le cours du canyon de Santander.

Par souci de clarté, dans le présent manuscrit, une distinction sera faite entre le canyon de Capbreton et le canyon de Santander. Cette distinction est basée sur des critères morpho-structuraux et ne remet pas en cause la continuité pressentie de la dynamique sédimentaire entre les deux canyons, les écoulements qui y circulent restant *a priori* confinés dans un canyon continu. Le terme canyon de Capbreton est réservé à la partie orientée est-ouest du canyon, le terme canyon de Santander à la partie orientée sud-nord ; le terme canyon de Capbreton-Santander pourra être utilisé pour désigner l'ensemble de deux canyons.

L'ensemble Capbreton-Santander a été étudié de façon inégale, le premier levé bathymétrique continu de l'ensemble ayant été réalisé en 2010. C'est pourquoi dans le paragraphe suivant, la synthèse des connaissances proposées n'est pas équilibrée et que seulement quelques éléments du canyon de Capbreton sont présentés. Cet état de l'art de l'ensemble Capbreton-Santander permettra donc de mettre en évidence différents manques auxquels le présent manuscrit tâchera d'apporter des éléments de réponse.

3.1. Historique des études menées sur le canyon de Capbreton

La morphologie du canyon de Capbreton est connue depuis les années 60 grâce aux relevés bathymétriques de Berthois et Brenot (1962) et la cartographie à fine échelle réalisée par le SHOM. La renommée du canyon de Capbreton tient à deux de ses particularités : il est l'un des canyons les plus profonds au monde - 3 000 m de profondeur à 130 km de la tête du canyon (Shepard et Dill, 1966) - et il débute très près de la côte, sa tête en amphithéâtre étant située à 250 m du littoral sous une trentaine de mètres d'eau. C'est d'ailleurs à cette forme particulière de la tête, en amphithéâtre large et profond, que le Gouf de Capbreton doit son nom (Vanney, 1973)

De nombreuses hypothèses quant à sa formation ont rapidement émergées. Un contrôle structural de la morphologie du canyon de Capbreton a été évoqué dès 1965 par Schoeffler. Identifiant le lien entre la position du canyon et l'ancien front nord-pyrénéen, ce dernier décrit le canyon de Capbreton comme une cicatrice tectonique non scellée depuis l'Eocène inférieur. L'ouverture du Golfe de Gascogne et la formation des Pyrénées ont engendré dans la région du canyon de Capbreton un important réseau de failles normales (Deregnacourt et Boillot, 1982), du

diapirisme (Cirac *et al.*, 2001) et de nombreux chevauchements (Bois *et al.*, 1977) qui sont autant d'indices supplémentaires du contrôle structural exercé sur le canyon de Capbreton (Figure 34).

Les années 2000 marquent le début d'un regain d'intérêt pour l'étude à fine échelle du canyon de Capbreton. Les 30 premiers km du canyon ont ainsi été étudiés en détails, mettant en évidence un canyon sinueux, en V, allant en s'approfondissant régulièrement (Cirac *et al.*, 2001). Le thalweg de Capbreton est bordé de nombreuses terrasses dont les diverses morphologies montrent de fortes convergences avec les terrasses issues des processus fluviaux de migration (Gaudin, 2006). L'évolution de ces terrasses est contrôlée par la sédimentation hémipélagique, la hauteur des terrasses et les mouvements en masses qui affectent fréquemment les flancs du canyon (Gaudin, 2006). Les études à haute résolution portant sur la morphologie de la tête du canyon montrent des processus érosifs sur les flancs et le fond de la tête (Mazières *et al.*, 2014)

3.2. La tête du canyon de Capbreton

La forme particulière de la tête du canyon de Capbreton a largement contribué à sa notoriété. En effet, en 1973, Vanney fait du canyon de Capbreton la référence des têtes de canyons à morphologie de "gouf", c'est-à-dire des têtes creusant largement la plate-forme interne et présentant une morphologie en amphithéâtre. Le gouf de Capbreton est aussi renommé pour sa proximité au trait de côte. En effet, le canyon s'amorce à seulement 250 m du trait de côte dès 10 m de profondeur (Figure 38 ; Mazières *et al.*, 2014).

La pente régionale sur la plate-forme aquitaine est douce, inférieure à 1°, alors que la pente de la tête du canyon peut atteindre les 5° (Figure 38). Les deux murs qui bordent la tête du canyon sont asymétriques : le mur nord présente de fortes pentes (15°-25°) alors que le mur sud est moins incliné (5-10°) (Figure 38 ; Mazières *et al.*, 2014). Les données bathymétriques haute-résolution utilisées dans l'étude de Mazières *et al.* (2014) montrent que la partie nord-est de la tête de canyon est connectée avec une dépression parallèle à la côte (Figure 38). Cette dépression littorale est parallèle à la dérive aquitaine, un courant parallèle au trait de côte. La partie sud-est de la tête de canyon est connectée avec une petite dépression de 100 m de large, perpendiculaire à la côte, située à 200 m au sud du fleuve Boudigau (Figure 38 ; Mazières *et al.*, 2014). Cette étude morphologique de Mazières *et al.* (2014), supportées par des modélisations numériques et des prélèvements in situ, prouve pour la première fois le lien entre la dérive littorale aquitaine et l'apport en sédiment dans la tête du canyon, qui n'était jusqu'alors que supposé.

La tête du canyon s'ouvre largement vers la côte (Figure 38). Elle est large de 1 200 m dans sa partie proximale et se resserre progressivement jusqu'à former un goulet de 280 m de large à 1,5 km du trait de côte (Mazières *et al.*, 2014). De petits chenaux, profonds de 2 à 10 m, sont identifiés sur le fond de la tête du canyon : ils convergent en direction du goulet et sont donc interprétés comme des conduits pour le transport de sédiments vers l'aval du canyon (Figure 38 ; Mazières *et al.*, 2014). Des morphologies sub-linéaires transverses sont aussi identifiées sur le fond. Leur longueur d'onde, comprise entre 30 à 50 m, augmente avec la profondeur. Leur amplitude est de 2 à 8 m. Le manque de résolution des données n'a pas permis de déterminer le processus à l'origine de ces structures (Mazières *et al.*, 2014). Dans d'autres canyons comme par exemple les canyons de Monterey, de Soquel et de la Jolla au large de la Californie (Paull *et al.*, 2010, Paull *et al.*, 2011, Paull *et al.*, 2013), ce type de structures est attribué à des phénomènes de *cyclic steps*, c'est-à-dire de successions

d'accélération et décélération des courants de turbidités pouvant entraîner des affouillements au pied de ces morphologies, ou à de petits glissements.

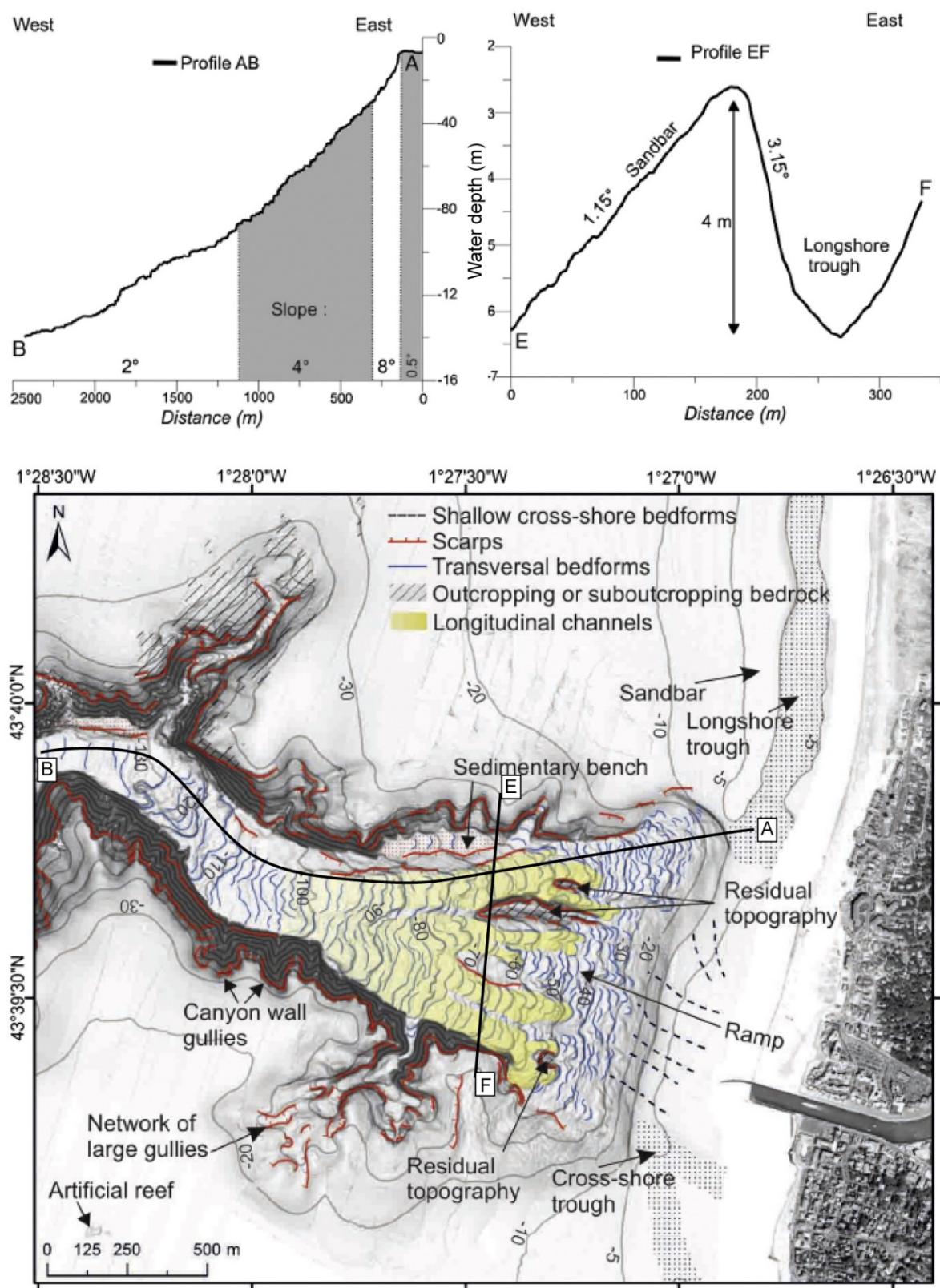


Figure 38 : Haut - Profils bathymétriques longitudinal et transversal de la tête du canyon de Capbreton. Bas - Relevé bathymétrique et interprétation des morphologies de la tête du canyon de Capbreton. Les profils AB et EF sont repositionnés sur cette carte. D'après Mazières *et al.* (2014).

3.3. Les apports et l'activité sédimentaire récents dans le canyon de Capbreton

Le sud du Golfe de Gascogne, et plus particulièrement le canyon de Capbreton sont sous l'influence du réseau fluvial drainant les Pyrénées occidentales proches et les montagnes Cantabriques. Le fleuve identifié comme pourvoyeur direct du canyon de Capbreton est l'Adour. L'embouchure de ce fleuve se situait jusqu'en 1310 après J.-C. en face de la position actuelle de la tête du canyon de Capbreton (Klingebiel et Legigan, 1978). Puis, jusqu'en 1578, cette embouchure se localisait au Vieux Boucau avant d'être fixée artificiellement 15 km plus au sud, à Bayonne, le roi Charles IX souhaitant faire profiter Bayonne d'un accès direct à l'océan (Klingebiel et Legigan, 1978). L'Adour a un débit de 400 m³/s et contribue à l'apport en sédiment au Golfe de Gascogne à hauteur de 0,25 million de tonnes par an (Maneux *et al.*, 1999). Néanmoins, l'absence de connexion actuelle directe entre le fleuve et le canyon de Capbreton a suscité de nombreuses interrogations sur l'activité actuelle du canyon.

En 1968, Nesteroff *et al.* (1968) décrivent des séquences turbiditiques dans des carottes sédimentaires prélevées dans la tête du canyon. Ils les interprètent comme le résultat de courants turbiditiques postérieurs à la dernière hausse du niveau marin (>5 000 ans, maximum de la transgression flandrienne) mais antérieurs à la déconnexion avec le fleuve Adour (Nesteroff *et al.*, 1968). Plus récemment, Mulder *et al.* (2001) a montré l'enregistrement à 647 m de profondeur d'une turbidite générée par un panache turbide lié à la tempête Martin qui frappa les côtes atlantiques françaises en décembre 1999. Sous cette turbidite, la carotte d'interface préserve également 2 autres turbidites, interprétés d'après des analyses radio-isotopiques comme déposées au cours du siècle dernier (Mulder *et al.*, 2001, Chaillou *et al.*, 2003, Chaillou *et al.*, 2008). Des modélisations numériques ont montré que les courants générés par la tempête Martin pouvaient entraîner une érosion sur les terrasses bordant le thalweg (de 0 à quelques centaines de mètres au-dessus de celui-ci). Ces modélisations indiquent également que les courants turbiditiques, avec leur fréquence et amplitude actuelle, transitant dans le canyon permettent de préserver des flancs relativement jeunes mais ne peuvent pas expliquer à eux-seuls la formation du canyon (Mulder *et al.*, 2004, Mulder *et al.*, 2012).

Une activité sédimentaire récente est donc confirmée dans le canyon de Capbreton. Mais la question de l'origine des apports est encore en discussion. De nouveaux éléments ont toutefois été apportés par des études récentes. Des courants bi-directionnels ont été mesurés dans le canyon de Capbreton, à 500 et 1 500 m de profondeur (Mulder *et al.*, 2012). Le panache sédimentaire de l'Adour, bien que légèrement déporté vers le sud près des côtes par la dérive littorale aquitaine, se dirige globalement vers le nord, en direction du canyon de Capbreton (Petus, 2009). De plus, il est établi que ce panache est présent près de la tête du canyon de Capbreton 20 % du temps (Petus, 2009). L'influence exacte de la dérive littorale aquitaine sur le budget sédimentaire n'est pas encore établie de façon quantitative. Néanmoins, des modélisations numériques ont montré des changements de direction de la dérive littorale au niveau de Capbreton (Abadie *et al.*, 2006) et une corrélation claire entre les sédiments transportés par la dérive littorale et ceux présents dans la tête du canyon a également été établie (Mazières *et al.*, 2014).

3.4. Morphologie des marges bordant le canyon de Capbreton

Le canyon de Capbreton a une position particulière, au croisement entre deux marges continentales perpendiculaires l'une à l'autre. Ces marges constituent les flancs du canyon et

présentent certaines particularités morphologiques qui pourraient avoir impacté la dynamique sédimentaire de la zone. Au sud, la marge Cantabrique plonge en direction du canyon. Au nord, prolongeant la marge Aquitaine, le bord du plateau Landais prograde vers l'ouest, plongeant parallèlement à la direction d'écoulement du canyon de Capbreton (Figure 34).

3.4.1. La marge Cantabrique

Au sud, le canyon de Capbreton est bordé par la marge Cantabrique. Peu d'études de détails ont été menées sur cette marge : les travaux sur l'architecture sédimentaire de la marge se sont essentiellement concentrés sur sa partie ouest, au-delà du canyon de Capbreton, afin de réaliser une cartographie simplifiée des grands ensembles morpho-sédimentaires (Figure 40).

Dans la partie est de la marge Cantabrique, jusqu'à la hauteur du bassin d'Urumea (qui débouche à San Sebastian, 2°0'0" W), la plate-forme est continue et peu accidentée. Elle présente une pente douce inférieure à 0,5° jusqu'au rebord de pente situé à 200 m de profondeur. Puis, au-delà de cette profondeur, le profil de pente de la marge est légèrement convexe et présente des valeurs de pente comprises entre 1 et 5° maximum. A l'Ouest du bassin d'Urumea, entre les canyons courts qui incisent la marge Cantabrique et définissent de larges interfluvés, la pente présente une seconde rupture majeure qui marque l'entrée dans le canyon de Capbreton, le début de son flanc sud (Figure 39). La pente peut alors localement atteindre les 30°. La bathymétrie de cette seconde rupture de pente, comprise entre 1 200 et 3 200 m, s'approfondit avec le canyon.

Sur les interfluvés se développent des structures circulaires interprétées comme des figures d'échappements de fluides ou *pockmarks* (Baudon *et al.*, 2013 ; Figure 39). En particulier, sur l'interfluvé de Costarrenkala, un champ de *pockmarks* formant des dépressions circulaires ou elliptiques se développe sur 150 km² (Figure 39). Les *pockmarks* de diamètre inférieur à 20 m sont distribués de façon aléatoire ; ceux de diamètre plus large (200-600 m) sont alignés dans des dépressions peu profondes plongeant vers le canyon de Capbreton (Baudon *et al.*, 2013 ; Figure 39).

Les profils sismiques qui traversent la zone présentent trois faciès sismiques majeurs (Figure 41) :

- Le premier, FS1, très superficiel, correspond à un ou deux réflecteurs de très forte amplitude et de bonne continuité. Son épaisseur est de l'ordre de 0,1 s TWT soit environ 75 m (Figure 41). Ce faciès est interprété comme la couverture meubles superficielle, qui sera étudiée plus en détails ultérieurement dans ce chapitre.
- Le deuxième faciès sismique, FS2, correspond à des réflecteurs moyennement continus et de moyenne à forte amplitude. Son épaisseur est de l'ordre de 0,25 s TWT soit environ 200 m. Il pourrait être interprété comme une séquence sédimentaire continue venant combler les géométries héritées du faciès sismique sous-jacent (Figure 41).
- Enfin, le troisième faciès, FS3, présente des réflecteurs de continuité moyenne et d'amplitude moyenne à faible. L'épaisseur de ce faciès est de l'ordre de 150 à 200 m. Les réflecteurs de ce faciès se terminent généralement par des troncatures témoignant d'une incision par de nombreux chenaux (Figure 41 et Figure 42) et soulignant une surface d'érosion. Dans ces chenaux, le second faciès sismique (FS2) vient en onlap sur la surface d'érosion (Figure 41 et Figure 42).

L'ensemble de ces trois faciès sismique a été interprété par Baudon *et al.* (2013) comme la couverture sédimentaire plio-quaternaire de la marge Basco-Cantabrique. Au-dessus de la surface d'érosion, les géométries des réflecteurs deviennent de plus en plus planes, traduisant le comblement des géométries chenalisées et indiquant des dépôts drapants. Les paléo-chenaux sont synchrones de l'épisode érosif identifié. Ils ont ensuite été comblés par les dépôts du faciès sismique 2 puis 1.

Les pockmarks précédemment décrits affectent l'ensemble de cette couverture sédimentaire, bien qu'ils ne s'initient pas tous dans le même intervalle stratigraphique. En profondeur, la limite d'initiation des pockmarks les plus larges est située au niveau de la surface d'érosion : les pockmarks larges semblent s'initier au-dessus des paléo-chenaux (Figure 41). Ces paléo-chenaux prennent naissance entre 400 et 500 m sous la surface de l'interfluve Costarrenkala. La distribution très vaste des pockmarks sur la marge Basco-Cantabrique suggère une origine profonde pour les fluides initiant ces structures (Baudon *et al.*, 2013). Ceux-ci migreraient à la faveur des failles du front Nord-Pyrénéen et du réseau de paléo-chenaux dans les zones les plus superficielles (Baudon *et al.*, 2013).

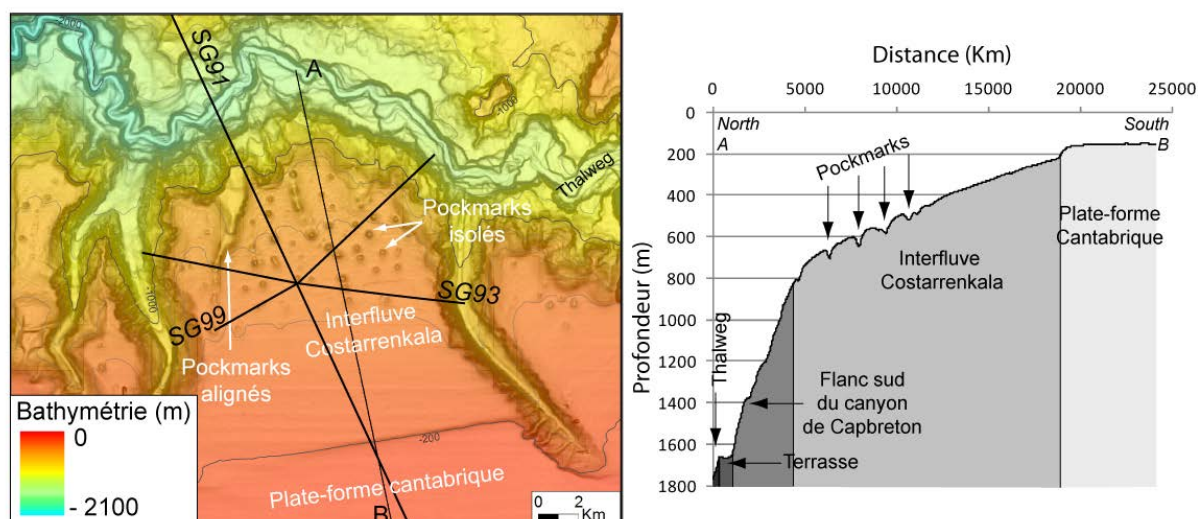


Figure 39 : A Gauche : Carte bathymétrique de l'interfluve Costarrenkala où se mettent en place des pockmarks isolés ou alignés. A droite : Coupe transversale de l'interfluve de Costarrenkala, généralisable à la marge Cantabrique (des pockmarks sont présents sur l'ensemble des interfluves de la marge).

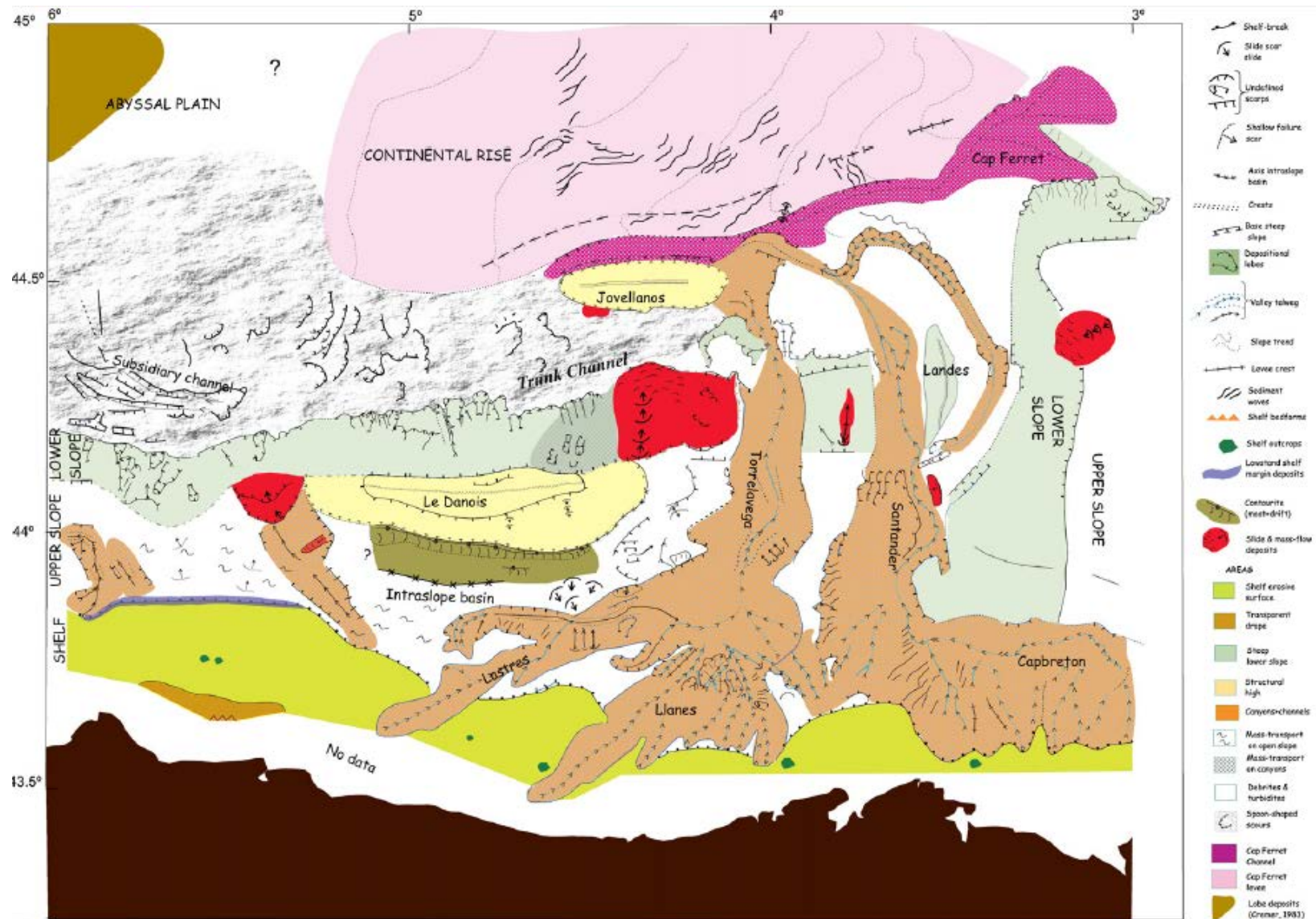


Figure 40 : Carte morpho-sédimentaire de la marge cantabrique au niveau du Banc Le Danois (Ercilla *et al.*, 2008).

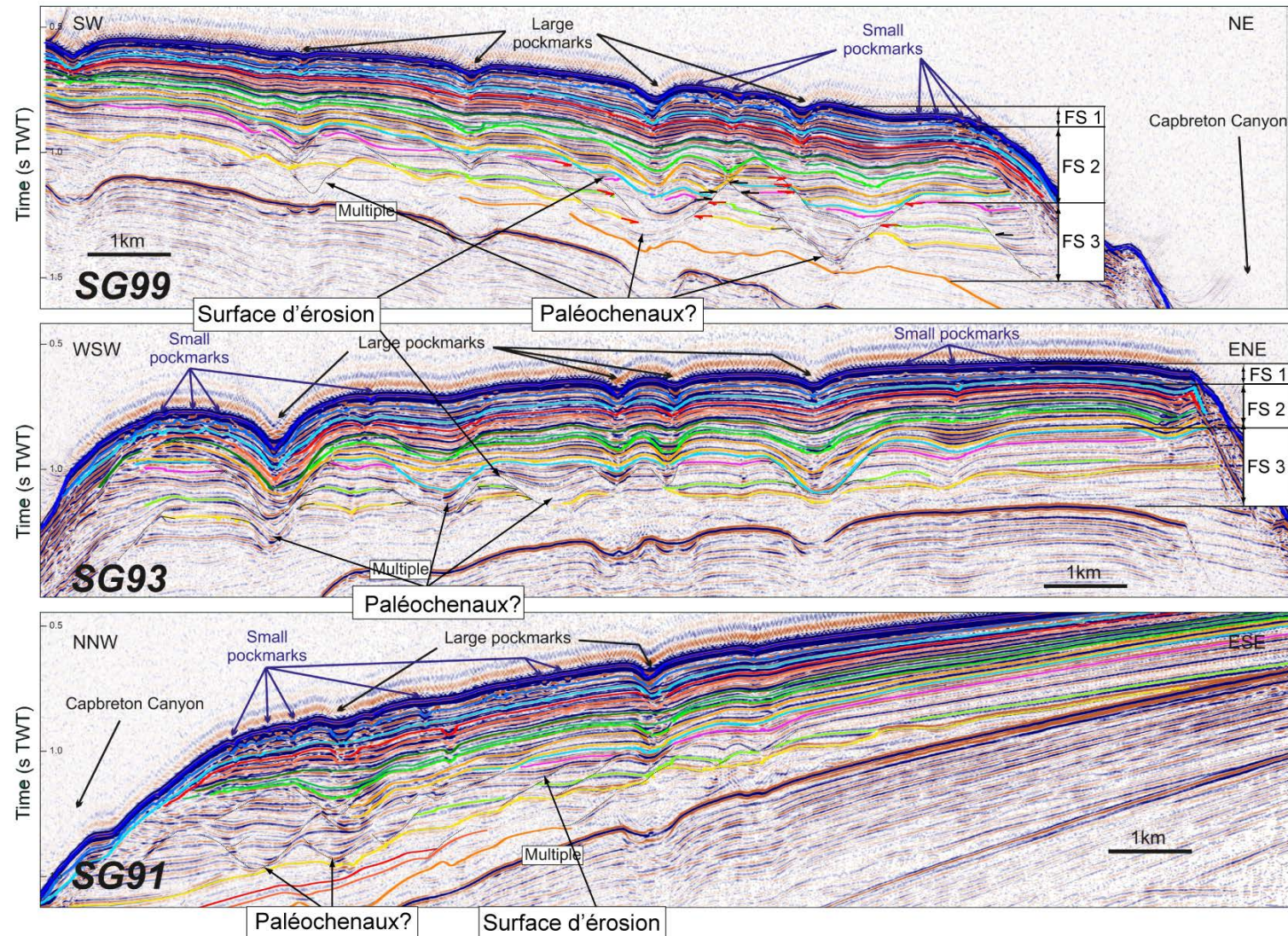


Figure 41 : Profil sismique à travers l'interfluve Costarrenkala (position sur la Figure 39). Les faciès sismique sont identifiés sur le profil SG99. Le faciès sismique 1 est entre le fond bathymétrique et l'horizon bleu moyen, le faciès sismique 2 descend jusqu'à l'horizon vert sapin, le faciès sismique 3 s'arrête au dernier horizon pointé, en orange.

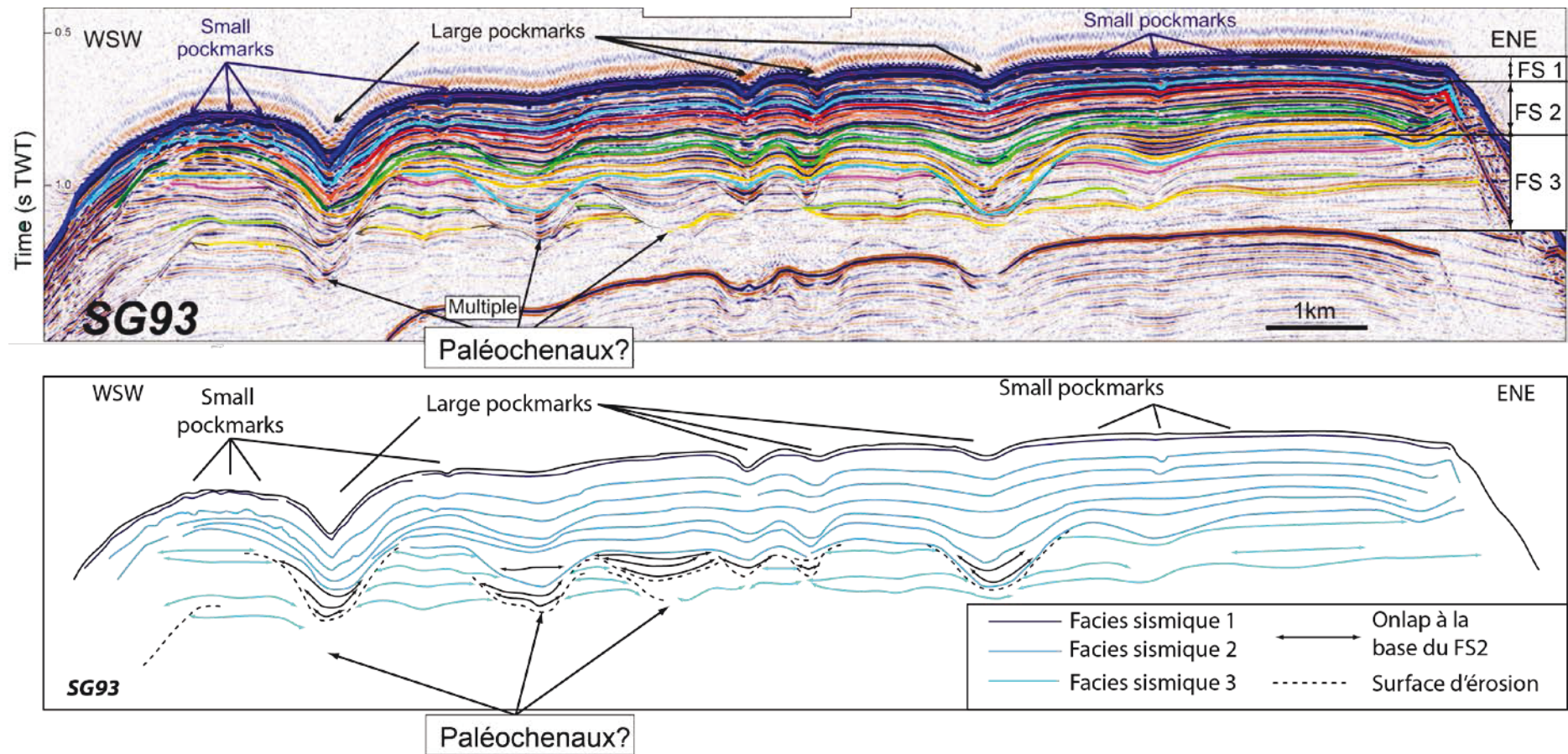


Figure 42 : Interprétation du profil SG93 : y sont représentés les trois faciès sismiques identifiées (le faciès 2 étant prépondérant). Une surface d'érosion est mise en évidence, soulignant l'existence de possibles paléochenaux. Modifié d'après Baudon *et al.*, 2013.

3.4.2. La marge Aquitaine et le plateau Landais

Le canyon de Capbreton est bordé au nord par la marge Aquitaine (Figure 43). La plate-forme aquitaine est le domaine peu profond de cette marge (<200 m d'eau). Elle présente une pente régionale inférieure à 1°. Au-delà du rebord de pente débute le Plateau Landais. Le Plateau Landais est hérité de l'uplift crétacé inférieur du plateau compris entre le bassin de Parentis et le bassin Basco-Cantabrique (Ferrer *et al.*, 2008 ; Figure 34). L'érosion associée à l'uplift n'a laissé qu'une fine épaisseur de dépôts anté-crétacé supérieur au contact du socle hercynien. Ces dépôts sont inclinés vers le sud (Ferrer *et al.*, 2008). Le Plateau Landais se construit par la suite comme un prisme progradant, discordant sur la série du Crétacé supérieur, et enregistrant les dépôts du bassin d'avant-pays pyrénéen du Crétacé terminal au Cénozoïque (Ferrer *et al.*, 2008). Il apparaît aujourd'hui comme un relief de 90 km par 90 km, de pente moyenne (2,7°), bordé au sud par le canyon de Capbreton et son flanc nord très raide, et au nord par le canyon de Cap-Ferret et son flanc sud plus doux. Enfin, le Plateau Landais plonge doucement vers l'ouest où il s'achève dans le canyon de Santander (Figure 34 et Figure 43).

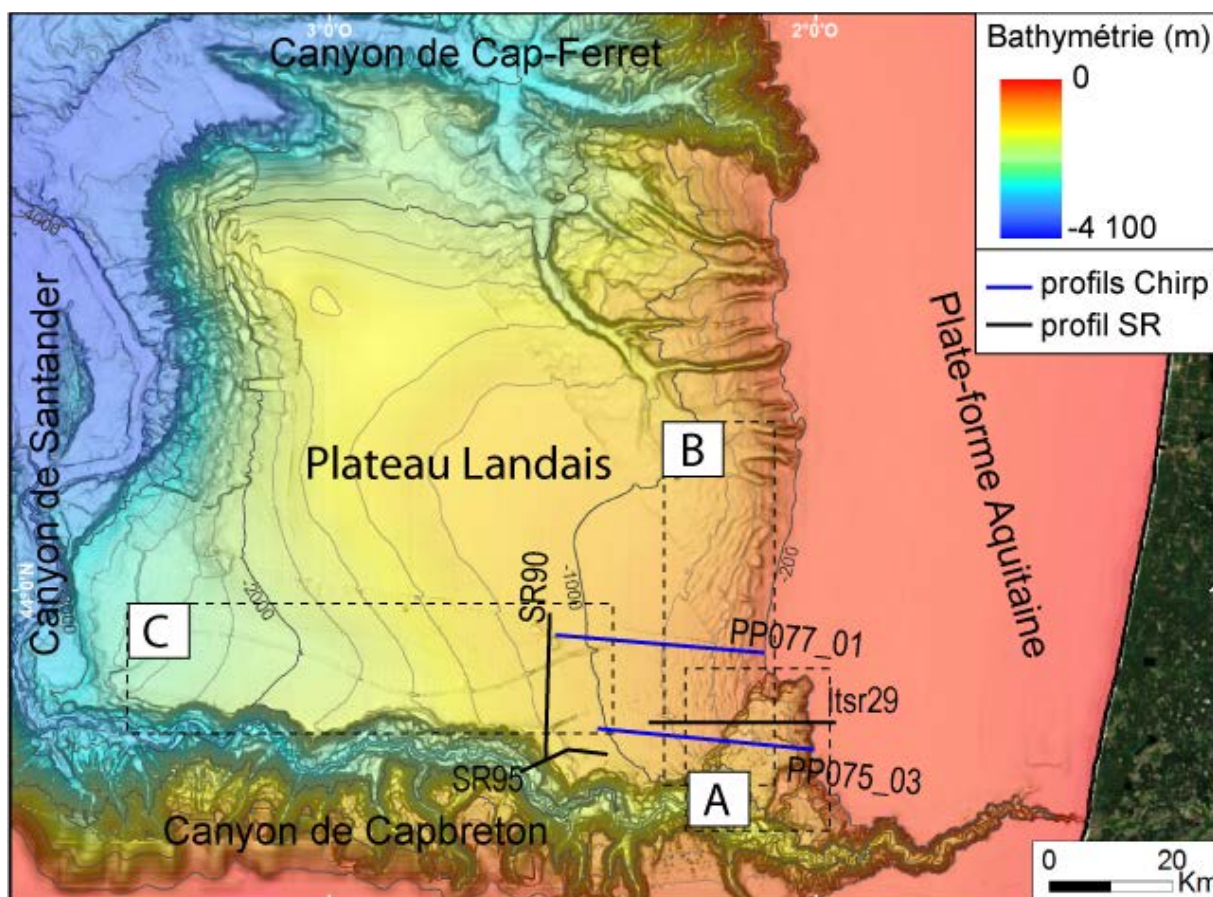


Figure 43 : Carte de la marge Aquitaine avec positionnement des profils Sargass Chirp et sismique rapide utilisés, ainsi que le profil sismique Itsr29 utilisé dans l'étude de Gonthier *et al.* (2006). Les cadres A, B et C réfèrent aux zooms de la Figure 44.

Trois types de morphologies particulières sont développés dans la zone la plus amont du Plateau Landais (Figure 44, Figure 97). Elles sont détaillées ci-après et permettront d'apporter un éclairage sur la dynamique sédimentaire récente dans la région du canyon de Capbreton.

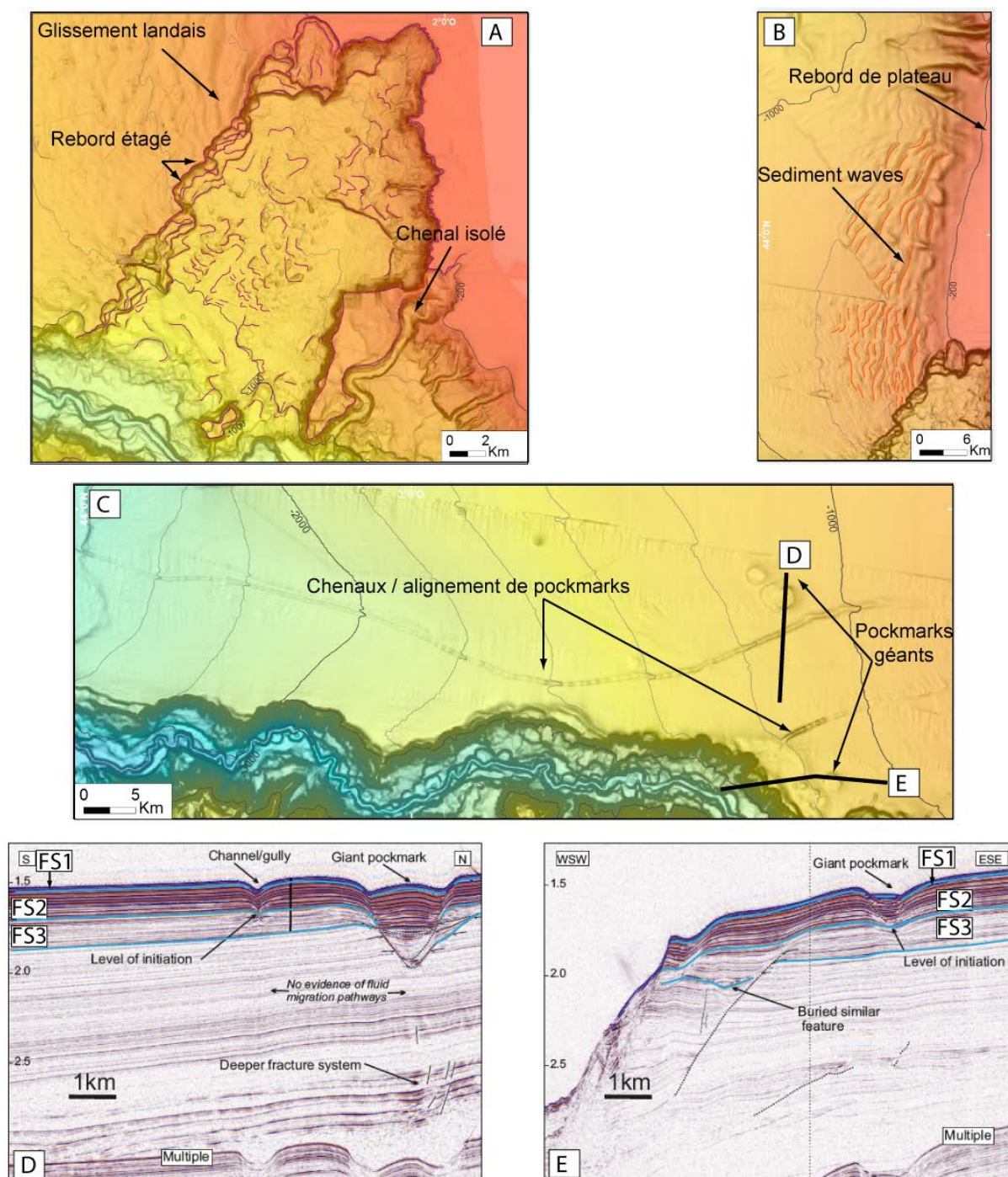


Figure 44 : Zoom sur les trois morphologies particulières du Plateau Landais : le glissement landais (A), le champ de *sediment waves* (B), les alignements de petits pockmarks et pockmarks géants (C). Bas : Profils de sismique rapide tirés à travers le Plateau Landais et les pockmarks géants.

Le glissement landais

Au contact avec le flanc nord du canyon de Capbreton, une large dépression de 28 km de long par 13 km de large est présente (Figure 44A). Celle-ci est interprétée comme une cicatrice de glissement (Gonthier *et al.*, 2006) et sera référencée dans cette thèse sous la dénomination de *glissement landais*. La morphologie de ce glissement est détaillée dans l'étude de Gonthier *et al.* (2006) qui met en évidence (Figure 45): 1) la dissymétrie des flancs avec un flanc est de 400 m de haut et un flanc ouest élevé de 250 m, (2) un fond rugueux et (3) un bord dentelé composés de

plateaux superposés au niveau de la limite nord, suggérant un glissement par phases successives. L'âge de la mise en place de la dépression est pour l'instant estimé à 100 000 ans par Gonthier *et al.* (2006). Compte-tenu des dimensions de ce glissement, le volume de matériel manquant est estimé autour de 120 km³. Compte-tenu de la morphologie de la cicatrice de glissement, dont la surface plonge doucement vers le canyon de Capbreton, la majeure partie de ce volume a probablement été déversée dans le canyon. L'étude des sédiments superficiels au sein de la cicatrice et au pied de celle-ci dans le fond du canyon de Capbreton permettrait d'amener un nouvel éclairage sur l'impact du glissement landais sur la dynamique sédimentaire du canyon de Capbreton.

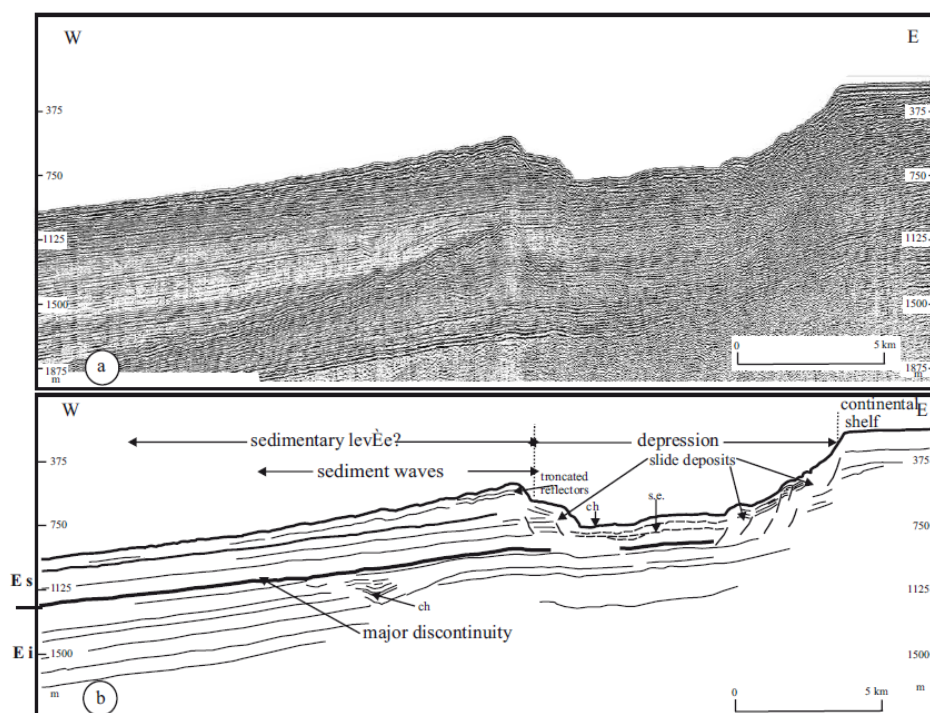


Figure 45 : Profil sismique Itsr29 traversant le glissement landais avec son interprétation (Gonthier *et al.*, 2006). Localisation en Figure 43.

Le champ de dunes du plateau Landais

Identifiées dès les années 70 (Stride *et al.*, 1969, Kenyon *et al.*, 1978), de grandes dunes sédimentaires sont développées entre 400 et 1 000 m de profondeur en haut de pente du plateau aquitain (Figure 44B). Elles couvrent tout le haut de pente sur une largeur de 40-50 km (Faugères *et al.*, 2000, Faugères *et al.*, 2002). Leur longueur d'onde est de 800 à 1600 m, leur amplitude de 20 à 70 m. Elles sont interprétées comme des *sediment-waves* qui affectent la couverture sédimentaire plio-quaternaire sur une épaisseur de 250-300 m (Faugères *et al.*, 2000, Faugères *et al.*, 2002). La mise en place de ces *sediment waves* est complexe, liée à l'interaction de nombreux processus. Une légère déformation gravitaire est supposée avoir généré un fond marin irrégulier, favorisant l'initiation des *sediment waves*. Leur dépôt et leur migration vers l'amont seraient contrôlés majoritairement par les effets d'ondes internes et des courant de contour, en particulier le courant polaire qui traverse la zone en remontant vers le nord (Faugères *et al.*, 2002). Des dépôts turbiditiques pourraient ponctuellement venir combler les pieds de dunes (Faugères *et al.*, 2002). Enfin, un drapage hémipélagique est proposé pour sceller partiellement les structures (Faugères *et al.*, 2000, Faugères *et al.*, 2002).

Les pockmarks

Les profils sismiques du Plateau Landais présentent les 3 mêmes faciès sismiques que ceux décrits sur la marge Basco-Cantabrique : un premier faciès superficiel de forte amplitude, un deuxième faciès d'amplitude et de continuité moyennes et enfin un troisième faciès de faible amplitude (Figure 44 D et E). Ces trois faciès occupent ici les 0,3 s TWT supérieures, soit un peu plus de 250 m. Cette épaisseur de sédiments est plus faible que sur la marge Basco-Cantabrique. La couverture sédimentaire plio-quadernaire de la marge Aquitaine présente également des figures d'échappement de fluides.

Sur le Plateau Landais, les données SARGASS ont permis de mettre en évidence de longs trains (jusqu'à 80 km de long) de petites dépressions circulaires (Figure 44C). Ces dépressions sont des pockmarks, distribués dans ce qui paraît être d'étroits chenaux (<300 m)(Figure 44D et E) ; (Baudon *et al.*, 2013). Ceux-ci s'initient à l'interface entre les deuxième et troisième faciès sismiques, comme les pockmarks de la marge Cantabrique.

Des méga-pockmarks de diamètre supérieur à 1,5 km ont également été identifiés sur le Plateau Landais, près du rebord du canyon de Capbreton. Ces pockmarks géants présentent en leur centre une surface convexe et semblent eux s'enraciner un peu plus profondément que ceux de petites dimension (Figure 44D et E). Les données sismiques (Figure 44D) montrent un enfoncement des strates internes qui semble indiquer que les structures résultent d'une expulsion de fluides. Pourtant, la sismique ne met pas en évidence de voie de migration de fluides en profondeur sous ces structures (Figure 44D et E) (Baudon *et al.*, 2013).

4. Convergence des canyons et zone distale, de l'existence d'un système turbiditique Cap-Ferret Capbreton ?

L'activité du Canyon de Cap-Ferret a longtemps été considérée comme prévalente sur celle du canyon de Capbreton au cours des MIS 3 à 2 (Cremer, 1983). Ceci a été établi à partir (1) de forts taux de sédimentation sur la levée nord, (2) de la prévalence de la morphologie de la levée nord sur le fond marin marquant une forte activité du système de Cap-Ferret et (3) par l'apparente "réappropriation" des apports en provenance du sud dans la direction d'écoulement est-ouest du système du Cap-Ferret. En revanche, l'activité turbiditique s'arrête dans le canyon de Cap-Ferret avec l'élévation du niveau marin à l'Holocène alors qu'une activité notable persiste dans le canyon de Capbreton, comme indiquée par les dépôts turbiditiques en comblement de la branche est « abandonnée » du chenal de Santander (Cremer 1983, Nelly *et al.*, 1985). La persistance de l'activité est associée à la position de la tête du canyon proche du rivage. Aucune donnée objective ne permettait alors de juger si l'activité turbiditique augmente sensiblement en bas niveau marin et devient éventuellement prépondérante sur celle du système Cap-Ferret. Ces éléments semblent donc indiquer des dynamiques sédimentaires différentes pour chacun de ces deux canyons en fonction du contexte glacio-eustatique. La question qui en résulte, et qui est toujours en suspens, est donc de savoir s'il faut considérer les deux canyons comme appartenant à un même système turbiditique malgré des régimes différents ou bien comme deux systèmes turbiditiques distincts avec une zone de dépôts distaux potentiellement commune.

Une première étude de cette zone distale a par ailleurs été réalisée par Mézerais (1991). Dans le prolongement de la mission SEAFER qui a permis l'obtention des données de la thèse de Cremer (1983), la mission DEEP-SEAFER a offert l'opportunité de compléter les connaissances du système turbiditique du Cap-Ferret.

En se basant sur les données de sondeur de sédiment 3,5 kHz, Mézerais (1991) et Faugères *et al.* (1998) proposent la première interprétation de la zone distale du système (Figure 46).

Les données de la mission DEEP-SEAFER ont permis de mettre en évidence le prolongement de la grande levée nord, des chenaux distaux associés à des levées secondaires (Figure 46). L'interprétation de la géométrie de ces corps ainsi que des écho-faciès 3,5 kHz et des profils sismiques avait permis de conclure à un phénomène de migration vers le sud de la levée nord, et donc de l'ensemble de la partie profonde du système du Cap-Ferret. Cette migration avait été mise en relation avec des phénomènes auto-cycliques liés à l'accumulation préférentielle en rive droite des dépôts turbiditiques en réponse à la force de Coriolis. L'analyse morphologique proposée à l'époque était de haute qualité mais malheureusement déconnectée de tout cadre stratigraphique, si ce n'est l'identification de sables massifs holocènes. Elle n'apporte en tous cas pas d'élément déterminant à la question ouverte sur l'existence d'un système unique Cap-Ferret Capbreton ou non.

Une étude plus récente a décrit de nombreuses structures sur la pente du bassin : sediment waves, scours, dépôts de mass flows etc. (Figure 40 ; Ercilla *et al.*, 2008). Cette étude propose une synthèse des différents éléments morpho-architecturaux de la marge Cantabrique à partir de données de sondeur de sédiment et de bathymétrie multifaisceaux. La répartition des données sur la pente est relativement discontinue, les profils étant séparés de plusieurs dizaines de kilomètres, contrairement aux données Sargass, très continues. Ainsi, si les éléments architecturaux reconnus par Ercilla *et al.* (2008) sont tout à fait valides, l'interprétation pour le domaine distal reste très marginale.

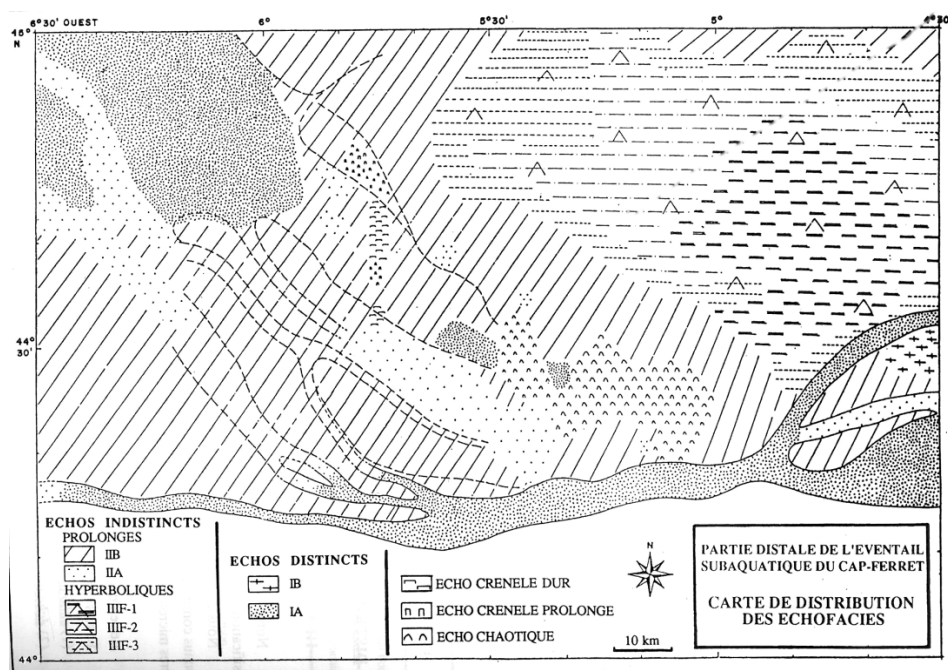


Figure 46 : Carte des écho-faciès 3,5 kHz de la zone distale du système turbiditique Cap-Ferret Capbreton réalisée par Mézerais (1991).

5. Les sources de ces systèmes turbiditiques depuis le Plio-Pléistocène

La configuration actuelle des systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton fait que trois canyons sous-marins majeurs sont des sources potentielles d'apport : le canyon du Cap-Ferret, le canyon de Capbreton et le canyon de Torrelavega (sur lequel très peu d'éléments sont disponibles dans la littérature). Chacun de ces trois canyons est en rapport avec un bassin versant sur le continent qui l'alimente en particules détritiques. Afin de juger du potentiel impact respectif de chacun de ces canyons, dans l'idée d'une approche de type *source-to-sink*, une synthèse sur les différents bassins versants dont ils dépendent est proposée ci-après.

5.1. Les apports via le canyon du Cap-Ferret, plusieurs hypothèses

Le système du Cap-Ferret n'est plus aujourd'hui situé face à un fleuve et diffère en cela des deux autres sources citées dans ce chapitre. Ce paragraphe vise donc à faire le point sur les différents bassins versants qui ont pu participer aux apports dans le canyon du Cap-Ferret au cours de son évolution ou qui peuvent influencer le bilan sédimentaire dans le sud du golfe de Gascogne. Un intérêt particulier est porté au bassin de la Leyre situé au droit du canyon, mais aussi au bassin versant actuel majeur, le bassin Garonne-Dordogne. Bien que débouchant à plus de 50 km au nord de la tête du canyon, par l'estuaire de la Gironde, de par leur taille, ces deux fleuves ne peuvent être négligés dans le bilan des apports dans le sud du Golfe de Gascogne.

5.1.1. La situation actuelle

Au niveau du canyon du Cap-Ferret, la transgression flandrienne a eu pour conséquences une migration des zones de dépôts préférentielles depuis le pied de pente vers le haut de pente et une réduction drastique des processus gravitaires (Cremer *et al.*, 1993, Cremer *et al.*, 1999). Les études basées sur la matière organique (Etcheber *et al.*, 1999) ou le focusing au ^{210}Pb sur des carottes d'interfaces (Schmidt *et al.*, 2013) indiquent que les zones les plus hautes du canyon (> 500 m de profondeur) sont actuellement des zones de by-pass pour les particules remaniées depuis la plate-forme, mais que ces dernières sont rapidement piégées en partie haute du canyon (500 - 1 500 m de profondeur). Cette zone d'accumulation préférentielle, dans l'axe du canyon, peut donner lieu à quelques décharges liées à des déstabilisations ponctuelles de pente vers les zones les plus profondes du canyon, considérées comme inactives (Schmidt *et al.*, 2013). La déconnexion de tout apport direct de particules en provenance d'une source continentale majeure fait aujourd'hui du canyon de Cap-Ferret un domaine à efficacité très limitée concernant le transfert des particules depuis la plate-forme vers le domaine marin profond. L'activité sédimentaire du canyon du Cap-Ferret apparaît ainsi comme inactive au cours de l'Holocène et de la période actuelle, en comparaison de l'activité importante du canyon du Capbreton (Mulder *et al.*, 2012).

5.1.2. Le bassin versant Garonne - Dordogne

La côte Aquitaine est dominée par la présence des bassins versants de la Garonne et de la Dordogne (Figure 47). Ces deux fleuves débouchent tous deux dans l'estuaire de la Gironde. Mais alors que la Garonne draine les hauts reliefs pyrénéens, la Dordogne trouve, quant à elle, sa source dans le Massif des Monts-Dore au cœur du Massif Central.

Le bassin versant de la Garonne couvre 53 000 km². Le débit du fleuve est de 650 m³.s⁻¹ pour une charge de particules en suspension de 2.2 Mt.an⁻¹ (Maneux *et al.*, 1999). La Dordogne occupe un bassin versant de 21 000 km² et a un débit de 350 m³.s⁻¹. Sa charge en particules en suspension

délivrée à l'océan est beaucoup plus faible que celle de la Garonne puisque mesurée à 0.35 Mt.an^{-1} (Maneux *et al.*, 1999). Au-delà de ces bassins, vers le nord, les petits bassins côtiers de la Charente et de la Seudre trouvent leurs débouchés dans la baie d'Oléron. En raison de la localisation de leur embouchure et de leur taille, ces deux derniers bassins sont considérés comme négligeables dans le bilan sédimentaire des apports au canyon du Cap-Ferret.

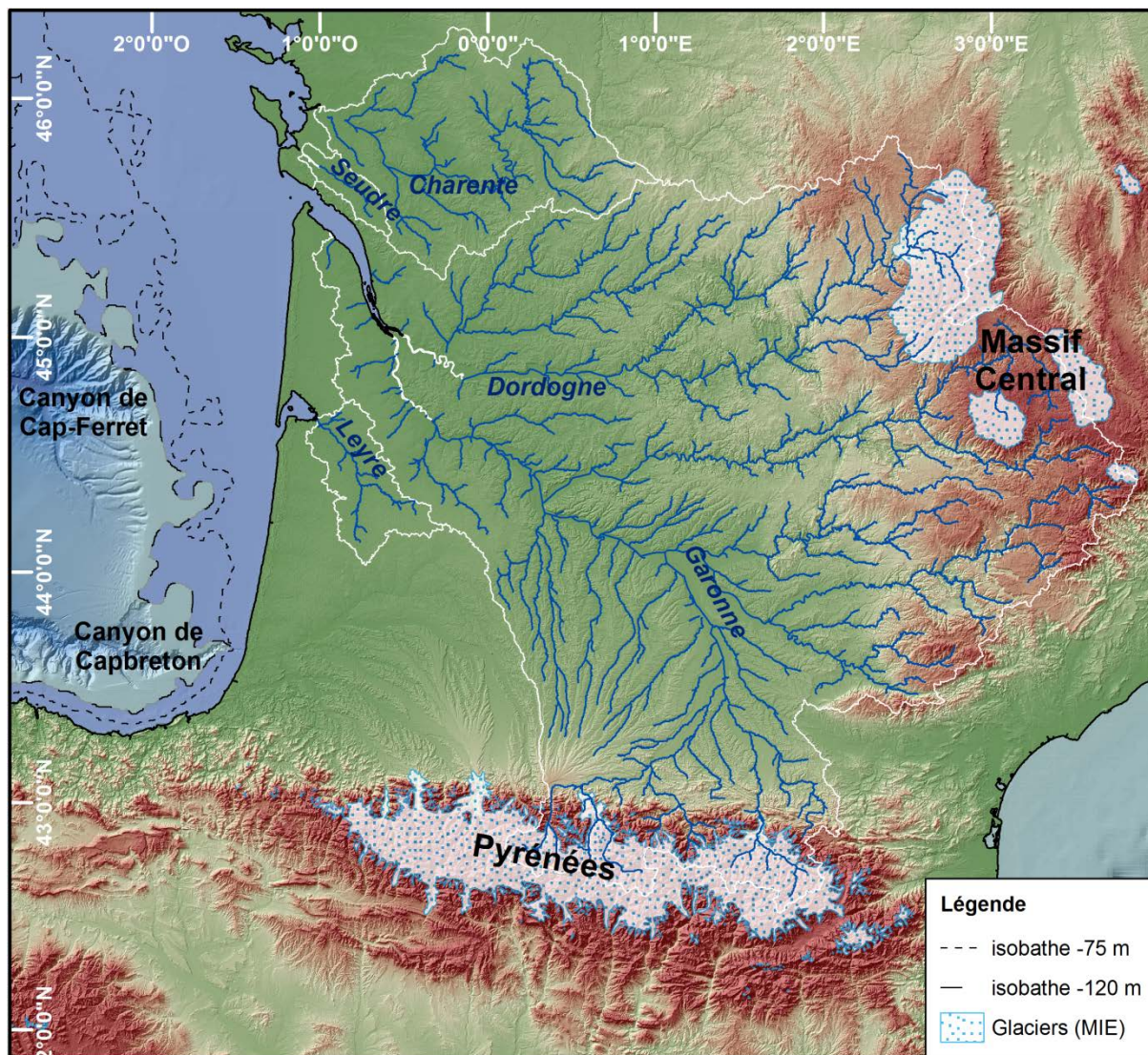


Figure 47 : Bassin versant de la Garonne - Dordogne.

Malgré la forte charge en particules de la Garonne et de la Dordogne, actuellement peu de sédiments sont réellement transportés à l'océan. En effet, l'estuaire de la Gironde est un important lieu de sédimentation qui piège les particules avant l'océan. Ainsi, la Garonne et la Dordogne réunies permettent un apport efficace à l'océan en matières en suspension (MES) de seulement 1.5 Mt.an^{-1} . Les panaches turbides de la Gironde sont préférentiellement entraînés vers le nord par la circulation générale où ils participent à la formation des vasières (Allen et Castaing, 1977). La dérive littorale aquitaine transporte de 200 000 à 600 000 m^3 de sédiments par an le long de la côte aquitaine (Idier *et al.*, 2013). Ce courant est cependant confiné le long du trait de côte et peut difficilement apporter du matériel à la tête du canyon de Cap-Ferret, située à 60 km du littoral. Son influence sur les apports à la tête du canyon de Capbreton a par contre été récemment prouvé (Mazières *et al.*, 2014).

La Garonne, qui débouchait au milieu des Landes au Pliocène, n'a atteint sa position actuelle qu'au Pléistocène (Legigan, 1979). De même, une paléo-Dordogne et un paléo-Lot débouchaient alors en face de la tête du Cap-Ferret (Legigan, 1979). Au cours des glaciations pléistocènes, la Garonne développe trois niveaux majeurs de terrasses alluviales étagées (Stange *et al.*, 2014). L'étude de ces paléo-terrasses a permis d'identifier grâce à des niveaux morainiques l'étendue maximum de glace (MIE) dans la paléo-vallée de la Garonne (Stange *et al.*, 2014). Datés par des surfaces d'exposition au ^{10}Be , le MIE s'est développé au cours du MIS 4 ; une ré-avancée glaciaire datée du MIS 2 est quant à elle présente quelques kilomètres en amont du MIE dans la paléo-vallée de la Garonne (Stange *et al.*, 2014). Le profil d'érosion non-uniforme de la Garonne montre également un léger uplift du bassin d'avant-pays pyrénéen au cours du Quaternaire à l'origine de la migration de la Garonne vers l'Est (Stange *et al.*, 2014).

5.1.3. Le bassin versant de la Leyre

Le bassin de la Leyre couvre près de 2 000 km² et est situé face au canyon de Cap-Ferret. Le débit de la Leyre est de 18,8 m³.s⁻¹ mais les apports sédimentaires de la Leyre n'arrivent qu'indirectement à l'océan puisque son delta se situe au sud-est du bassin d'Arcachon. Si l'activité actuelle de la Leyre n'a vraisemblablement plus d'impact sur le canyon, du fait de la présence du bassin d'Arcachon, son activité plus ancienne aurait pu en faire une source d'apport importante pour le canyon.

Les reconstructions des paléo-vallées de la Leyre et de la Gironde semblent indiquer des orientations et des évolutions similaires (Fenies *et al.*, 2010) qui pourraient avoir influencé le canyon du Cap-Ferret. La vallée incisée de la Leyre s'est initiée au cours du Pléistocène, durant le dernier cycle glacio-eustatique (Féniès et Lericolais, 2005). Le creusement s'est déroulé de façon synchrone à la dernière baisse du niveau marin, entre 120 000 et 18 000 ans et une phase de comblement s'est mise en place lors de la remontée du niveau marin, de 18 000 ans à l'Actuel (Féniès et Lericolais, 2005).

Une cartographie de l'épaisseur de sédiments meubles sur la marge Aquitaine (carte isopaque) est réalisée par Bellec (2003 ; Figure 48). Cette carte met en évidence de fortes épaisseurs sédimentaires face aux débouchés des fleuves : elles sont interprétées comme des dépôts deltaïques. La carte des isopaques révèle également une zone dépourvue de sédiments meubles au niveau de la rupture de pente de la marge Aquitaine : elle est interprétée comme un substratum rocheux. Les modélisations du trait de côte au LGM de Törnqvist *et al.* (2006) montrent la présence d'îles au large de l'emplacement actuel de l'estuaire de la Gironde (Figure 49).

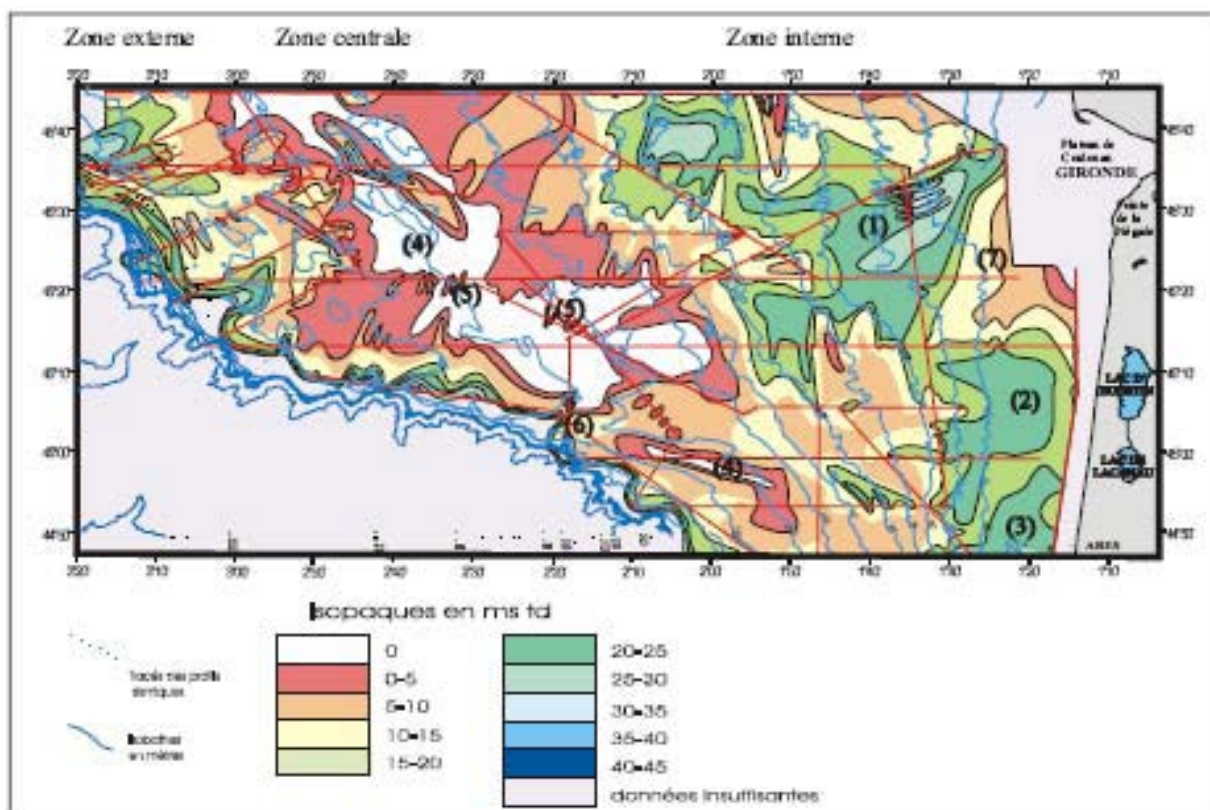


Figure 48 : Isopaques de la couverture sédimentaire superficielle de la marge nord-aquitaine (Bellec, 2003). Les fortes accumulations notés (1), (2) et (3) sont interprétés par Bellec (2003) comme des " accumulations aux débouchés de paléo-fleuves".

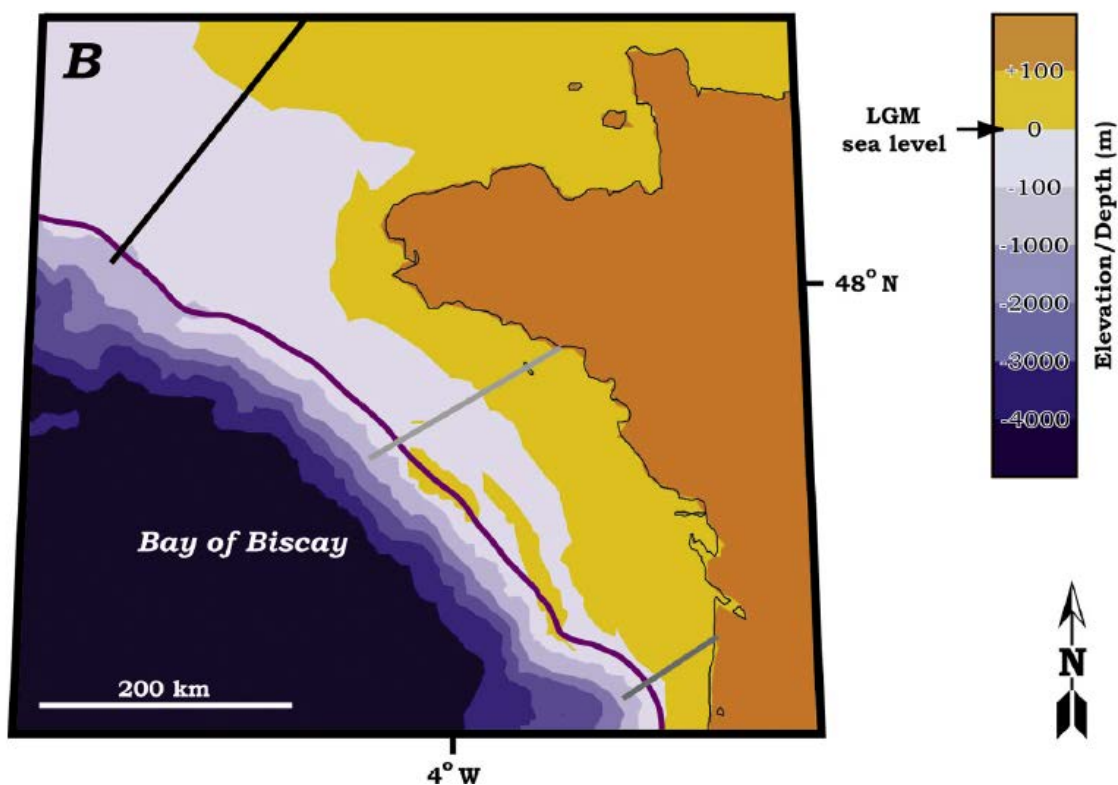


Figure 49 : Modélisation du trait de côte nord-atlantique français (Törnqvist *et al.*, 2006) mettant en évidence la présence d'îles au large, à hauteur de l'actuel estuaire de la Garonne.

5.2. Le bassin versant de l'Adour, lien historique avec le canyon de Capbreton

Le bassin versant de l'Adour s'étend sur près de 15 500 km² dans le Sud-Ouest de la France, occupant ainsi l'extrémité occidentale des Pyrénées françaises. Parmi les affluents majeurs du fleuve Adour se trouvent, du nord au sud, les rivières de la Midouze, les Luys, les Gaves de Pau et d'Oloron, et la Nive. L'Adour trouve sa source au col du Tourmalet à 2115 m d'altitude pour s'écouler ensuite sur 325 km. L'embouchure actuelle de l'estuaire est localisée à Bayonne (43°30N 1°30W).

Une ancienne embouchure à Vieux Boucau correspond aujourd'hui à un petit canal, le Boucarot. Celui-ci, long de 1 km tout au plus, est relié au lac d'Hossegor (1 km²), lui-même séparé de la côte par un système de dunes éoliennes, et débouche au droit de la tête du canyon de Capbreton.

5.2.1. Hydrologie

Des stations hydrologiques sont installées dans les bassins versants de l'Adour et de la Garonne depuis le début du XX^e siècle. L'Adour présente des fluctuations hydroclimatiques importantes comme de grandes variabilités interannuelles de débit et des cycles décennaux de périodes sèches ou humides (Probst et Tardy, 1985). Le volume d'eau total annuel est estimé à 5 600 millions de m³.an⁻¹ avec un débit annuel moyen de 90 m³.s⁻¹ (E.P.T.B., 2003).



Figure 50 : La crue de février 1952 à Aire-sur-l'Adour, image d'archive (Oustalet, 2012).



Figure 51 : Barèges dévastée par la crue de mai 2013 (Dard, 2013).

A Dax, le débit moyen de l'Adour est de $82 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et peut atteindre $1\,240 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ durant les brefs épisodes de crue (E.P.T.B., 2003). Au niveau de Bayonne, au débouché du fleuve, après la réunion avec les Gaves de Pau, d'Oléron et la Nive, le débit moyen est de $360 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et de $2\,000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lors des brefs épisodes de crue (Maneux *et al.*, 1999). Le plan de prévention des risques inondations (PPRI) prescrit par arrêté préfectoral du 17 juin 1997 définit la crue du 2 février 1952 comme crue de référence pour le Bassin de l'Adour. Le niveau de l'eau a alors atteint 5,45 m à Aire-sur-Adour (Figure 50) et 6,50 m à Dax (Aquadoc, 2006, Oustalet, 2012). Bien que connue comme la crue du siècle, ce phénomène n'atteindra pas les proportions record enregistrées en 1770, en partie grâce aux aménagements des berges qui ont eu lieu depuis. Récemment, de fortes précipitations se sont abattues sur les Pyrénées et son piémont les 30 et 31 mai 2013, soit 80 à 100 mm en 48 h. Ces pluies ont fait déborder les rivières du bassin de l'Adour, comme le Gave de Pau dont la puissance de la crue a bloqué l'accès à la vallée pendant plusieurs jours (Figure 51).

Le fleuve Adour est considéré depuis longtemps comme la source principale de sédiments pour le canyon de Capbreton (Nesteroff *et al.*, 1968). Les flux de matières en suspensions (MES) de l'Adour sont estimés à $0,25 \text{ Mt} \cdot \text{an}^{-1}$ (Maneux *et al.*, 1997). Considérant qu'une partie des MES sédimente dans l'estuaire, l'apport réel à l'océan est estimé comme inférieur à $0,25 \text{ Mt} \cdot \text{an}^{-1}$ (Maneux *et al.*, 1997). L'Adour est un fleuve avec peu d'apports sédimentaires en comparaison d'autres fleuves français tel que la Garonne ($2,2 \text{ Mt} \cdot \text{an}^{-1}$). Il n'en est pas moins très réactif, avec de fortes crues décennales et/ou centennales. Son réseau hydrographique, court mais avec un fort dénivelé, est ainsi régulièrement soumis à des épisodes de crue en régime torrentiel qui remodelent la morphologie des vallées (Figure 51).

5.2.2. Contexte géologique

Géologie du bassin de l'Adour

Le bassin versant de l'Adour occupe une position qui recoupe la chaîne pyrénéenne et son piémont. Cette zonation va au-delà de simples critères morphostructuraux puisque chacun des domaines présente ses propres caractéristiques géologiques. Sans entrer dans le détail de la géologie des Pyrénées et du Bassin Aquitain, la description des formations à l'affleurement, donc soumises à l'érosion par les eaux météoriques, de chacun de ses domaines est un préalable nécessaire à cette étude.

Deux ensembles géologiques distincts, chaînes et piémonts, sont aisément identifiables sur la carte des lithologies simplifiées du B.R.G.M. (2013) dont un extrait concernant le bassin versant de l'Adour est illustré en Figure 52 :

1. Le premier ensemble est constitué des roches fortement déformées de la chaîne pyrénéenne occupant les hauts reliefs au sud du bassin. Au niveau du bassin versant de l'Adour, ces roches sont majoritairement des grès (2 885 km²) et des calcaires (2 100 km²) datant du Crétacé. Les granites et autres roches ignées représentent moins de 4 % de la surface du bassin (575 km²).

2. Le second ensemble, le bassin d'avant-pays pyrénéen, occupe les deux tiers nord du bassin versant et s'étend à travers les reliefs peu marqués de la plaine de Pau. Les roches affleurantes sont des argiles (5 965 km²) et des sables (3 875 km²) majoritairement tertiaires ainsi que des colluvions. La limite nord du bassin correspond à l'amorce d'une grande étendue sableuse orientée NE-SW au-delà de la rive droite de la Midouze : il s'agit de la formation des sables des Landes (Sitzia, 2014).

Les roches carbonatées représentent ainsi 13,6 % de la surface drainée dans le Bassin de l'Adour ; les roches silicoclastiques 82,6 %, les roches ignées les 3,8 % restants. 63 % du bassin sont occupés par les dépôts silicoclastiques du bassin d'avant-pays. L'apport en particules détritiques carbonatées issues des formations carbonatées à la source du système serait dépendant du régime climatique et notamment favorisé par une augmentation de la pluviosité activant l'érosion et le transport sédimentaire.

La glaciation pyrénéenne

L'évolution de la glaciation pyrénéenne est encore soumise à débat (voir chapitre 2-3). Un consensus émerge malgré tout pour déterminer une extension maximale de cette calotte il y a plus de 30 000 ans (García-Ruiz *et al.*, 2003, González-Sampériz *et al.*, 2006, Pallàs *et al.*, 2006, García-Ruiz *et al.*, 2010, Moreno *et al.*, 2010, Pallàs *et al.*, 2010, Moreno *et al.*, 2012, Serrano *et al.*, 2012, García-Ruiz *et al.*, 2013, Jiménez-Sánchez *et al.*, 2013, Serrano *et al.*, 2013). Cartographiée par les travaux de Calvet *et al.* (2004, 2011) et de Delmas (2009), l'extension de glace du dernier maximum glaciaire impacte les sommets du bassin versant de l'Adour mais n'atteint pas l'extension maximale connue au cours du MIS 3. La cartographie de la glaciation établit que les vallées de l'Adour, des Gaves de Pau et d'Oloron sont englacées au cours de ces périodes, même si les glaciers ont des stades d'avancées différents (Figure 53). Le régime de ces rivières a dû en être alors fortement impacté. Lors de la déglaciation, les eaux de fonte ont probablement favorisé une hausse du régime fluvial et du transport sédimentaire associé en direction du Golfe de Gascogne et donc du canyon de Capbreton.

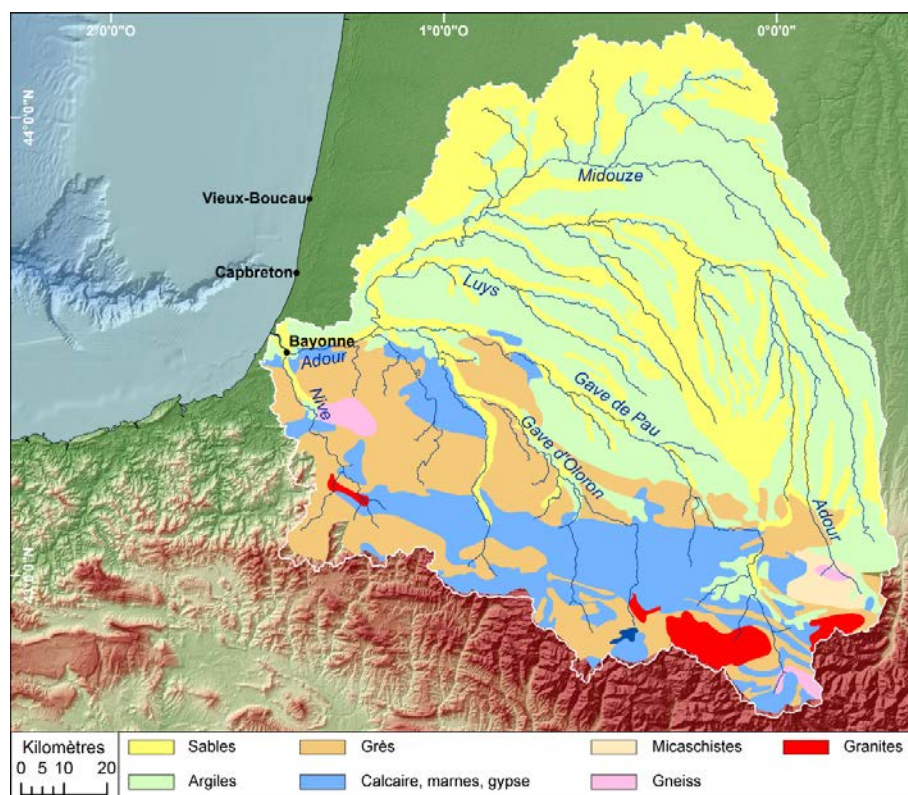


Figure 52 : Lithologie simplifiée des roches à l'affleurement dans le bassin de l'Adour, B.R.G.M. (2013) avec, dans le tiers sud, des formations gréseuses et carbonatées dominantes à l'affleurement, et dans les deux-tiers nord, des formations argilo-sableuses dominantes.

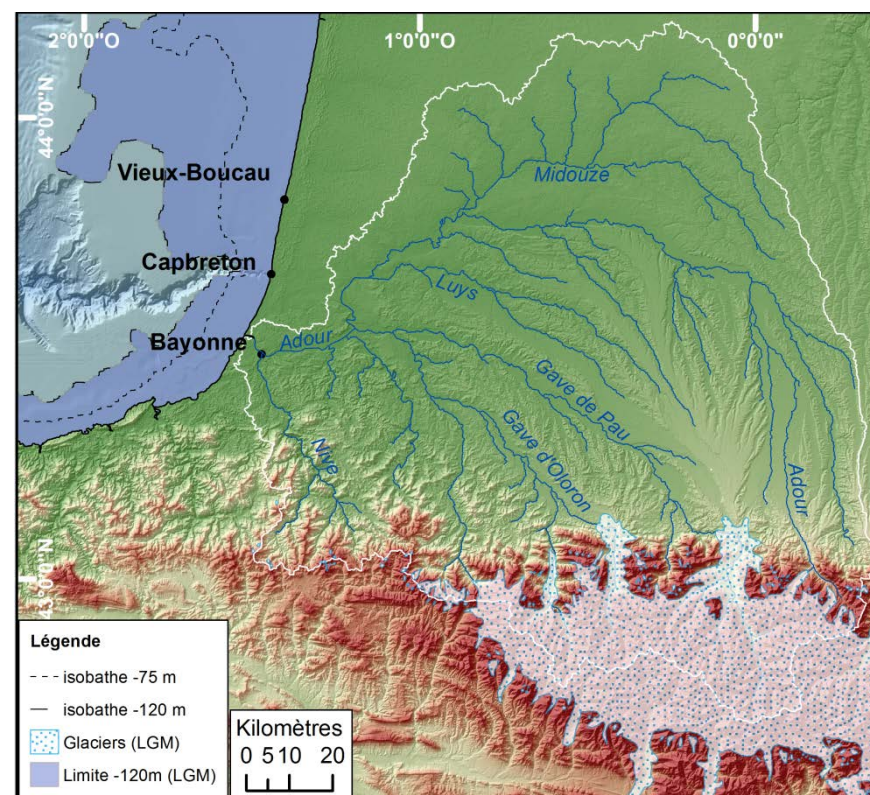


Figure 53 : Étendue maximale de la calotte pyrénéenne au cours du Würm, d'après Calvet *et al.* (2011) et Delmas (2009). Cette extension maximale de glace montre que l'amont du bassin versant de l'Adour est concerné par les épisodes de glaciations dans les Pyrénées, dont les produits de fonte sont évacués vers l'aval du bassin versant. Les isobathes 75 et 120 encadrent la position du rivage.

Evolution du trait de côte

Le niveau marin global atteint son niveau minimum (-120 m) il y a 18 ka (Siddall *et al.*, 2006). Les côtes françaises atlantiques et de la Manche n'ont pas présenté des réponses uniformes au changement de niveau marin depuis le LGM, en particulier à l'Holocène (Lambeck, 1997). En modélisant le forçage eustatique induits par les contributions rigides, la charge de glace et la charge d'eau le long des côtes atlantiques françaises, Lambeck (1997) montre que la réponse glacio-hydro-isostatique marquée par l'évolution du trait de côte au niveau de Biarritz est moindre que celle au niveau de Calais. Il y a 18 ka, le niveau marin relatif à Calais était de -95 m alors qu'il était de -75 m à Biarritz (Figure 54). La reconstruction de l'extension du plateau continental lors de cette phase maximale de bas niveau marin semble indiquer que la tête du Canyon de Capbreton était connectée directement au réseau hydrographique, tant dans une hypothèse de variation du niveau marin réduite que maximale (Figure 53). Le trait de côte était alors situé entre 60 km et 40 km au large de sa position actuelle.

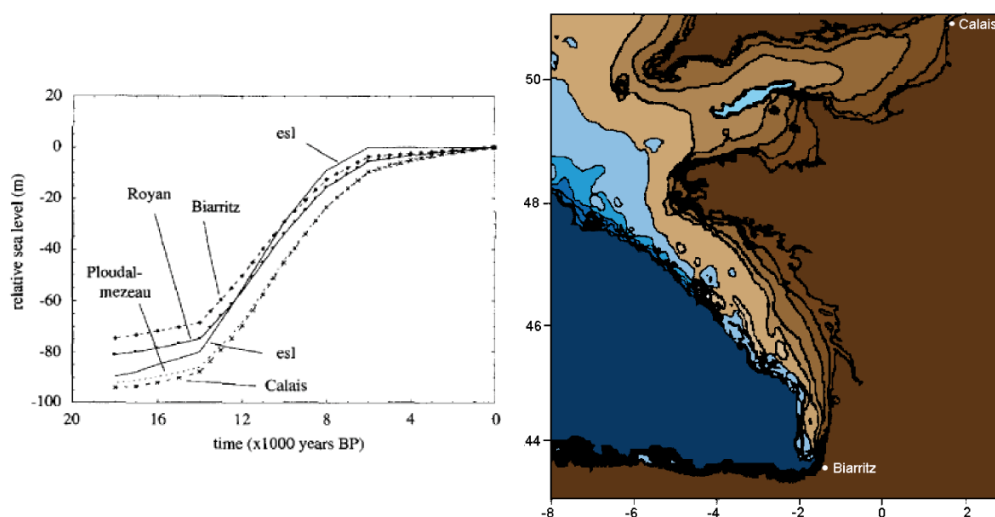


Figure 54 : Gauche : Courbes de variations du niveau marin en 4 sites distincts le long des côtes atlantiques françaises d'après (Lambeck, 1997). Droite : Paléo-littoral et paléo-bathymétrie du Golfe de Gascogne à 18 000 ans (Lambeck, 1997). Les courbes de niveaux sont espacées de 25 m entre 100 m d'altitude et 200 de profondeur.

5.3. Les bassins versants de la marge Cantabrique : alimentation des canyons de Capbreton et de Torrelavega

Située sur la marge Nord-Ibérique, la chaîne Cantabrique est un prolongement vers l'ouest du domaine pyrénéen. C'est dans cette chaîne que les bassins versants côtiers basco-cantabriques prennent leurs sources entre quelques centaines de mètres et 1 800 m d'altitude (voir Figure 55 et Tableau 1 pour plus de détails). La marge Basco-Cantabrique est composée d'une trentaine de petits bassins versants dont la surface varie de 40 à 4 500 km² (Tableau 1).

La réunion de ces bassins couvre une surface totale de 18 900 km² soit une surface supérieure au bassin versant de l'Adour (15 400 km²). Ils représentent donc une source potentiellement majeure de sédiments pour la partie sud du Golfe de Gascogne, en particulier pour le canyon de Capbreton. L'étude généraliste réalisée par Milliman et Syvitski (1992) indique que la contribution des petits fleuves côtiers au bilan de masse global ne doit pas être négligée, ce qui rend importante la prise en compte des bassins basco-cantabriques dans ce travail.

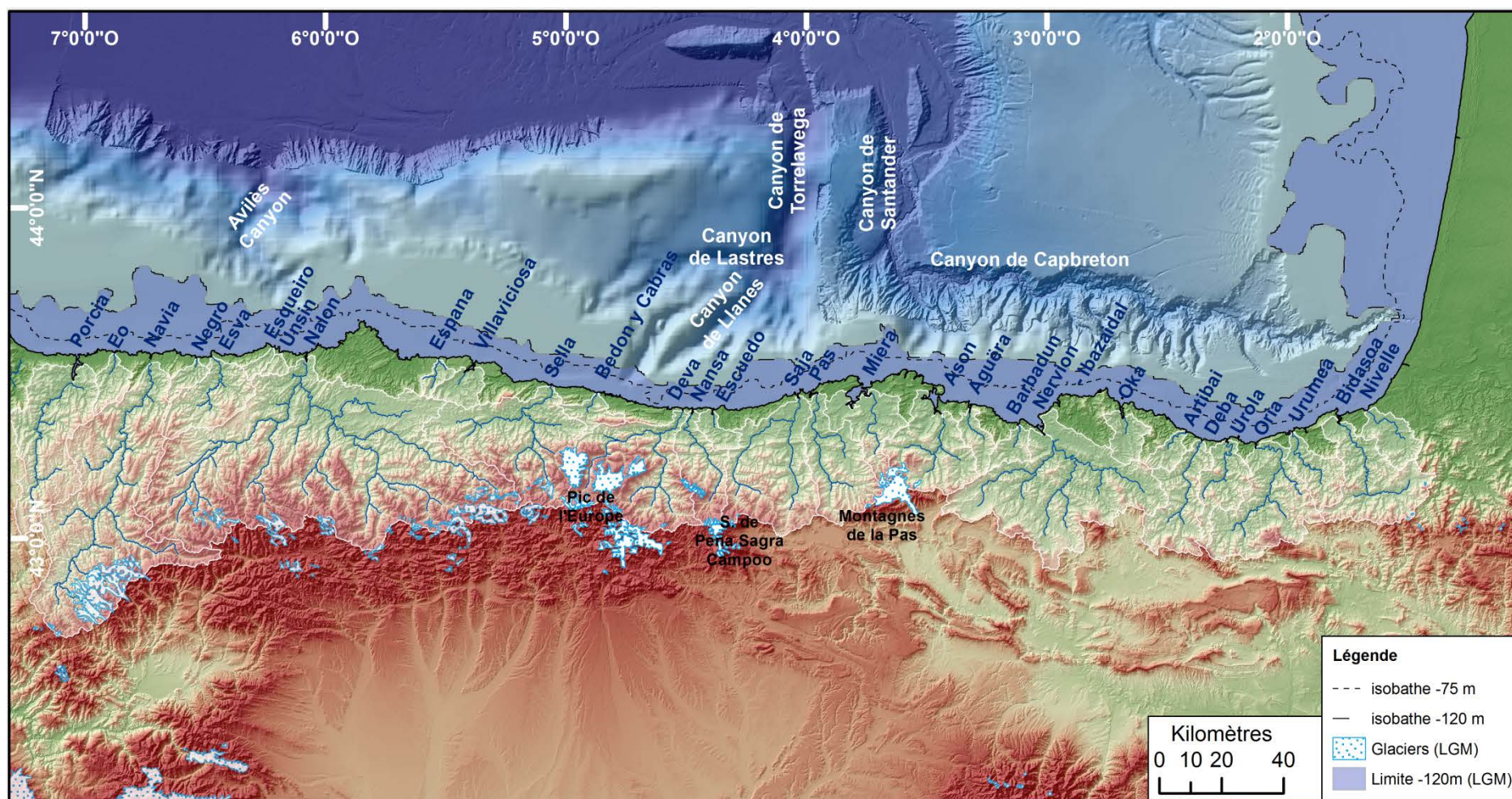


Figure 55 : Physiographie des bassins versants basco-cantabriques. La limite de bas niveau marin à -120 m met en évidence la proximité de la tête des canyons au trait de côte lors de lors du LGM. L'extension des glaciers würmiens dans les monts cantabriques est reportée d'après Serrano *et al.* (2013).

5.3.1 Hydrologie

Le bassin versant de la Nivelle, le plus oriental de tous les bassins versants cantabriques, a fait l'objet d'une étude détaillée dont les résultats ont permis d'extrapoler des valeurs moyennes pour l'ensemble des bassins versants basco-cantabriques (Maneux *et al.*, 1999). Ce fleuve a un débit annuel moyen de $6,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et un flux annuel moyen de particules en suspension (MES) de $17\,000 \text{ t} \cdot \text{an}^{-1}$ (Maneux *et al.*, 1999). Par extrapolation, le flux annuel moyen de MES pour l'ensemble des bassins versants cantabriques est estimé à $1,9 \text{ Mt} \cdot \text{an}^{-1}$. Ceci est cohérent avec une estimation de $1,57 \text{ Mt} \cdot \text{an}^{-1}$ réalisée précédemment par Snoussi *et al.* (1989).

Des estimations des flux de MES pour un certain nombre de bassins de la côte basque entre Bayonne et Bilbao sont cependant présentées dans une étude de Jouanneau *et al.* (2008). Cette étude montre de façon explicite (Figure 56) que l'Adour n'est pas un contributeur majeur en termes d'apport de particules solides au Golfe de Gascogne mais se situe plutôt dans une moyenne haute en comparaison des bassins côtiers basques.

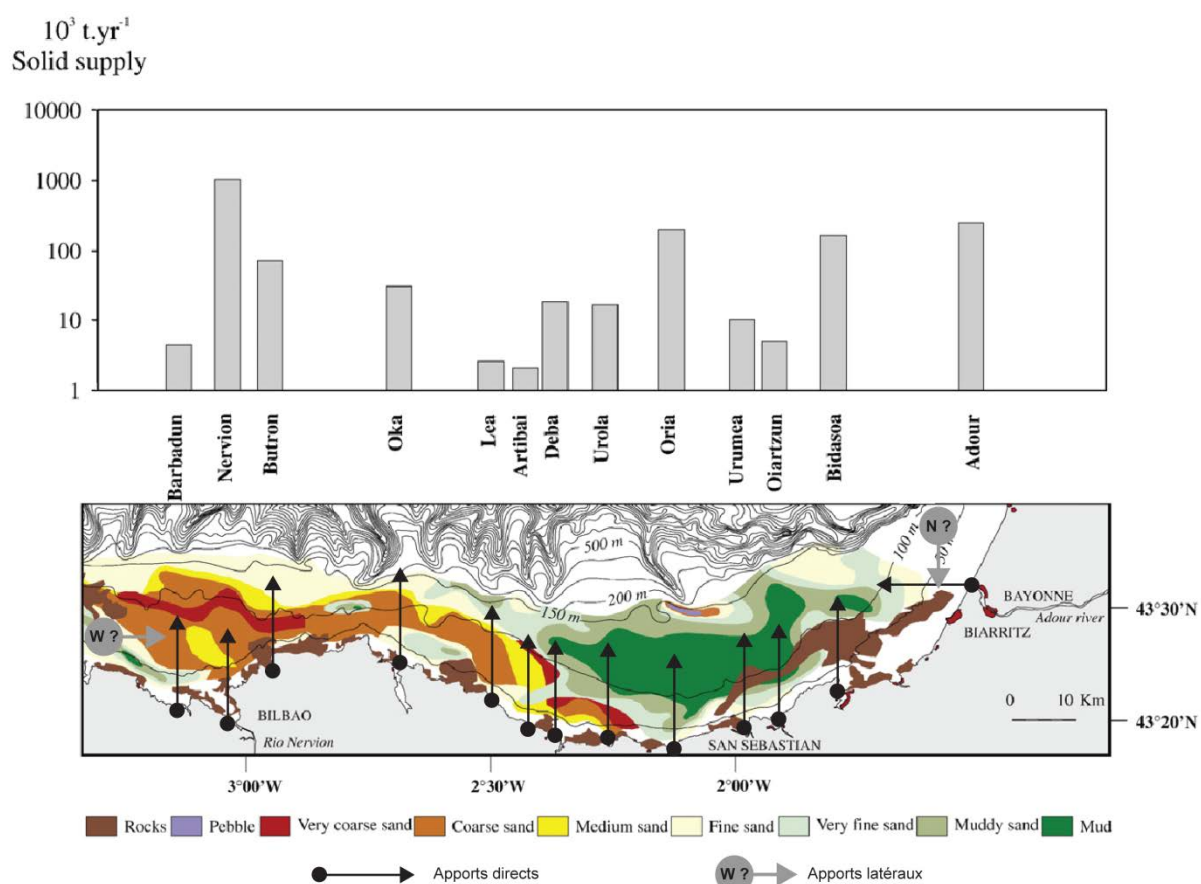


Figure 56 : Cartographie des sédiments du plateau cantabrique associée aux apports particulaires en suspension des principaux fleuves côtiers. Le bassin de l'Adour y apparaît comme un bassin versant certes significatif mais pas dominant d'après Jouanneau *et al.* (2008).

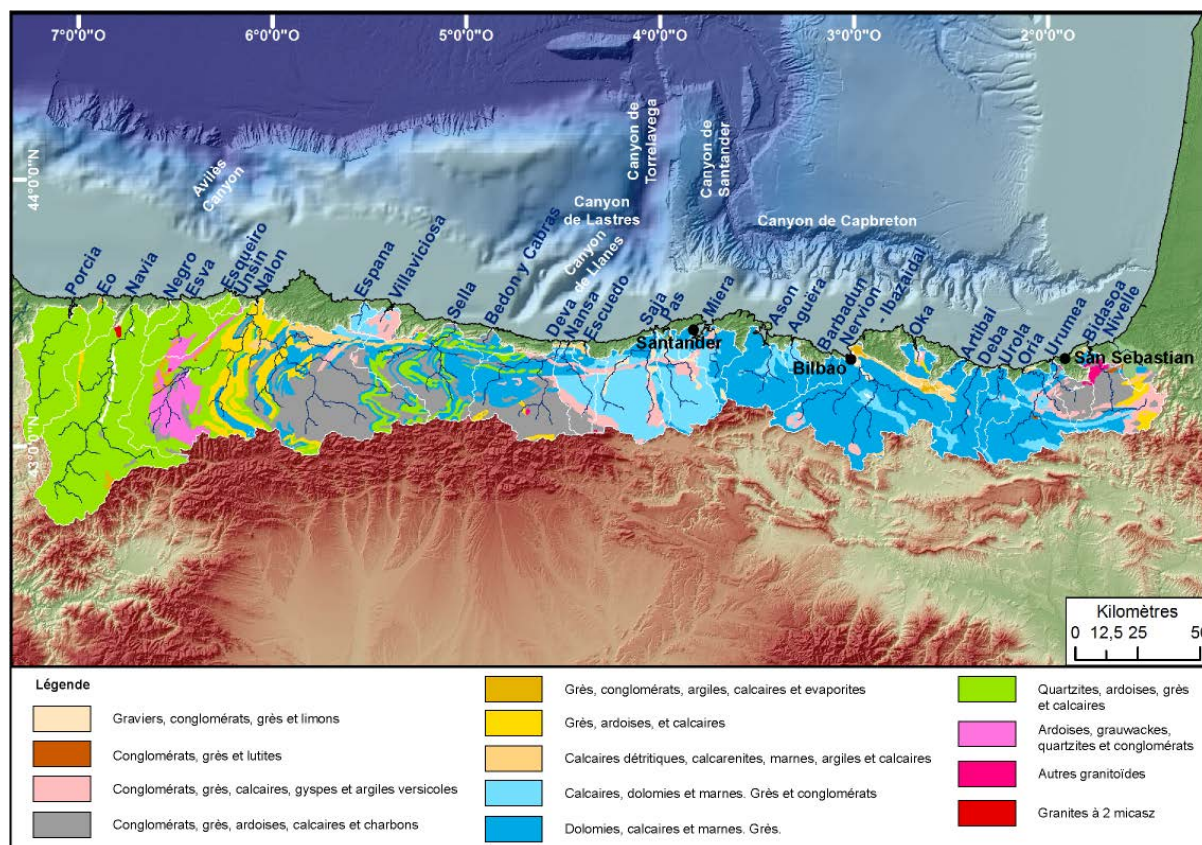


Figure 57 : Lithologie des roches à l'affleurement dans les bassins versants cantabriques (I.G.M.E., 2013).

5.3.2. Contexte géologique

Le plateau continental nord-ibérique est situé à l'aval d'une côte montagneuse à nombreuses rias. De nombreux canyons sous-marins l'incisent, certains comme le canyon de Llanes l'incisent plus profondément arrivant à quelques kilomètres du trait de côte à 5 km (Figure 55).

La trentaine de petits bassins versants côtiers assurant l'apport en sédiments de ce plateau continental (Figure 55) drainent deux grands ensembles distincts (Figure 57) :

1. La partie la plus orientale de la côte cantabrique, du bassin versant de Bidasoa au bassin versant de Nansa, correspond majoritairement à des formations d'âge crétacé. Ces formations sont dominées par les lithologies calcaires et dolomitique (I.G.M.E., 2013). Les dépôts du Crétacé inférieur sont dominés par des facies carbonatés néritiques, ceux du Crétacé supérieur par des calcaires et des flyschs (B.R.G.M. *et al.*, 1976). Les dépôts de l'Éocène-Paléocène ne sont présents à l'affleurement qu'à l'Est de Santander et correspondant aux séries gréseuses et de calcaires détritiques du synclinal de Bilbao (B.R.G.M., 2013, I.G.M.E., 2013 ; Figure 57).

2. Plus à l'ouest, le domaine côtier des Asturies est dominé par des formations anté-mésozoïques qui ne se prolongent pas au-delà de quelques centaines de mètres du trait de côte (B.R.G.M. *et al.*, 1976). Cette zone est dominée à l'affleurement par des conglomérats et des quartzites (Figure 57).

Le plateau continental cantabrique présente une structure en horsts et grabens, héritée de l'activité tardi-hercynienne de la péninsule Ibérique, beaucoup plus irrégulière que le plateau Landais et la marge Aquitaine. Les horsts forment des reliefs quasiment dépourvus de sédiments meubles où

les formations crétacées affleurent. Les grabens sont dominés par un remplissage tertiaire. En particulier, au large de San Sebastian, le plateau continental est plus large (> 20 km) et présente alors un prisme progradant de dépôts du Néogène et du Pléistocène. Cette zone apparaît comme plus favorable à l'accumulation de sédiments meubles (B.R.G.M. *et al.*, 1976). Ceci est confirmé par l'étude de Jouanneau *et al.* (2008) qui établit que la sédimentation fine sur les côtes basques est limitée à la zone la plus interne à l'est du golfe de Gascogne (Figure 56). Un drapage riche en boue de plus de 7 mètres d'épaisseur s'y développe présentant des taux de sédimentation pouvant atteindre $0,5 \text{ cm.an}^{-1}$ (Jouanneau *et al.*, 2008). D'après ces auteurs, ce drapage est donc présent depuis 1,4 ka en admettant que le taux de sédimentation soit constant.

Actuellement, en contexte de haut niveau marin, les canyons ou vallées incisées de la marge Cantabrique sont déconnectés de tout apport sédimentaire direct, exception faite probablement des canyons de Llanes et Lastres (Figure 40 et Figure 55). En considérant le trait de côte au LGM (entre -120 et -75 m), la majorité des têtes de canyons se retrouvent directement connectées aux fleuves côtiers cantabriques. Compte-tenu du fait que certains de ces bassins présentent actuellement des flux de MES comparables à celui du bassin de l'Adour (Figure 56), il apparaît alors que la contribution des apports côtiers cantabriques au système Cap Ferret et plus globalement dans le Golfe de Gascogne au cours du dernier épisode glaciaire ne doit nullement être sous-estimée.

L'étendue de la glaciation würmienne dans les monts cantabriques semble limitée. Seuls les Pics de l'Europe présentent des traces de moraines (Serrano *et al.*, 2012, Serrano *et al.*, 2013). Des glaciers s'étendaient dans la partie amont des bassins versants de Sella et de Deva (Figure 55), où dominant à l'affleurement dolomies et conglomérats (Figure 57). De par la position de ces glaciers, les eaux de fontes ont été drainées en direction du canyon de Llanes. De même, les zones de la Sierra de Peña Sagra, de Campoo, de Valdecebollas et des montagnes de la Pas ont connu un englacement au cours du MIS 2. Ces glaciers ont affectés les bassins versants des Escudo et de Saja (Figure 55) où les calcaires et dolomies dominant à l'affleurement. Enfin les glaciers de la chaîne de la Pàs, d'extension limitée, ont affecté les bassins versants des Ason et Agüera où les dolomies dominant (Figure 57 et Figure 55). La présence de ces glaciers a probablement dû influencer les débits des fleuves côtiers cantabriques.

Les bassins versants de la marge Cantabrique apparaissent donc non pas comme une source complémentaire du bassin versant de l'Adour mais bien comme une source équivalente en termes d'apport sédimentaire au Golfe de Gascogne. L'une comme l'autre sont liées aux chaînes de montagnes de l'orogène pyrénéen et ont drainé le matériel de fonte de leurs glaciers. Ce sont des systèmes courts dont les bassins versants sont relativement proches des têtes de canyons. Ces deux sources se distinguent pourtant par deux critères principaux : (1) leur répartition, l'Adour étant une source ponctuelle alors que les fleuves côtiers cantabriques sont des sources multiples réparties le long du trait de côte, et (2) la morphologie des canyons associés, l'Adour étant relié plus ou moins directement au canyon de Capbreton dont la tête est en connexion avec la côte depuis le LGM alors que les courts et rectilignes canyons cantabriques en semblent déconnectés en haut niveau marin.

Tableau 1 : Caractéristiques des bassins versants basco-cantabriques (Confederacion-Hidrografica-del-Cantabrico, 2013).

Nom	Superficie (Km ²)	Longueur du fleuve (km)	Altitude de la source (m)	Lieu de la source	Décharge (m ³ .s ⁻¹)	Lieu du débouché
Nivelle	219	45	520	Urdaubi	6.4	Saint Jean de Luz
Rio Bidasoa	675	66	710	Erratzu	24.7	Bahia de Txingudi
Rio Urumea	248	45	1136	Puerto de Ezkurra	9.9	San Sebastian
Rio Oria	791	79	1260	Sierra de Aizkorri	25.7	Orio
Rio Urola	311	59	1528	Monte Aitgorri	8.0	Zumaya
Rio Deba	473	58	-	Mont d'Elgea	13.4	Deba
Rio Artibai	95	25	1000	Montagne de Oiz	2.5	-
Rio Oka	156	17	-	-	3.6	Urdaibai
Nervion - Ibaizabal	1637	72	1000	Sierra Salbada	9.6	Bilbao
Rio Barbadun	109	-	-	-	-	-
Rio Agüera	131	21	600	Estribaciones del Burgueno	-	Ria de Orinion
Rio Ason	627	44	680	Portillo del Ason	16.7	Colindres
Rio Miera	384	41	1230	Portillo de Lunada	0.0	Ria de Cubas
Rio Pas	585	57	1200	Castro Valnera	18.1	
Rio Saja	948	67	1700	Sierra del Cordel	12.1	Ria de Ribadesella
Rio del Escudo	100	20	516	Sierra del Escudo de Cabuerniga	1.2	San Vicente de la Barquera
Rio Nansa	389	46	1800	Pena Labra	0.0	Ria de Tina Menor
Rio Deva	1085	64	1100	Fuente Dé	33.4	Ria Tina Major
Rio Bedon o Las Cabras	122	23	-	Sierra de Cuera	3.04	San Antolin
Rio Sella	1163	66	1100	Fuente del infierno	18.1	-
Rio de Villaviciosa	146	-	-	-	-	-
Rio Espana	64	-	-	-	-	-
Rio Nalon	4449	138	1443	Fuente La Nalona	55.2	Ria de Pravia
Rio Uncin	39	-	-	-	-	-
Rio Esqueiro	44	-	-	-	-	-
Rio Esva	426	67	-	Loma de Sariago	10.7	-
Rio Negro	82	20	120	El sellon	-	Luarca
Rio Navia	2299	159	1100	Pedrafita do Cebreiro	-	Navia
Rio Eo	939	92	850	Baleira	20.1	Ria de Ribadeo
Rio Porcia	133	-	20	Sierra de la Bobia	-	Playa de Porcia

CHAPITRE 4 : MATERIELS ET METHODES

Ce chapitre vise à présenter l'ensemble des données qui ont été utilisées au cours de ce travail de thèse. La totalité des données analysées provient de la mission d'acquisition Sargass (Juillet 2010). Ce chapitre présente également les protocoles d'étude de ces données en s'attardant sur les données de prélèvement in-situ dont l'analyse a représenté la majeure partie du temps d'étude et d'analyse.

1. Données disponibles

Les données utilisées dans cette étude regroupent des données acoustiques (bathymétrie et imagerie multifaisceaux, sondeur de sédiment, sismique) et sédimentologiques (carottes sédimentaires) acquises lors de la mission SARGASS (Juillet 2010) par l'Université de Bordeaux à bord du N/O "Pourquoi Pas ?" (Figure 58). Des données bathymétriques complémentaires issues de campagnes antérieures (Itsas 1 à 5-1998-2002, ZEE 1-1992, ZEE 3-1997, DeepSeafer-1986, Sedifan-1997) ont également été intégrées à la base de données acoustiques (Tableau 2). La compilation de ces données permet de couvrir une superficie de 100 000 km² dans le sud du Golfe de Gascogne.

Tableau 2 : Récapitulatif des principales campagnes dont les données sont utilisées dans cette étude.

Mission	Année	Institution	Localisation	Carottes	Données multifaisceaux	Sondeur de sédiment	Sismique multitraces
ZEE 1	1992	IFREMER	Marge celtique et Armoricaire	-	●	-	-
ZEE 3	1997	IFREMER	Système turbiditique Armoricaire	-	●	-	-
ITSAS 1-5	1998-2002	EPOC- Univ. Bordeaux	Marge Aquitaine Gouf de Capbreton	-	●	-	-
DeepSeafer	1986	IFREMER	Cap-Ferret		●		
Sedifan	1997	IFREMER	Système Celtique	-	●	-	-
SARGASS	2010	EPOC- Univ. Bordeaux	Canyon de Capbreton Golfe de Gascogne sud	●	●	●	●

Toutes les carottes prélevées au cours de la mission SARGASS l'ont été grâce au carottier à piston Calypso. Les informations concernant la localisation des 17 carottes SARGASS analysées dans cette étude sont présentées dans le Tableau 3. Les informations concernant la carotte MD95-2002, prélevée sur la terrasse Meriazdeck, sur la marge Nord-Gascogne, et utilisée comme référence pour cette étude y sont aussi reportées (voir les travaux de S. Zaragosi, 2001 pour plus de détails). Ce travail de thèse inclut l'analyse sédimentologique de l'ensemble des carottes SARGASS, réalisée à l'Université de Bordeaux, laboratoire EPOC.

Tableau 3 : Caractéristiques des carottes utilisées dans cette étude.

Carotte	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	Longueur (m)	Site
PP10-03	43.5865 N	-2.2765 W	484	10.40	Marge Cantabrique
PP10-04	43.5857 N	-2.2810 W	529	14.45	Marge Cantabrique
PP10-05	43.6558 N	-2.2202 W	1579	18.00	Terrasses de Capbreton
PP10-06	43.6634 N	-2.2230 W	1625	18.26	Terrasses de Capbreton
PP10-07	43.6772 N	-2.2282 W	1472	0.00	Terrasses de Capbreton
PP10-08	43.6680 N	-2.2247 W	1683	0.48	Thalweg de Capbreton
PP10-09	43.6234 N	-1.7127 W	624	17.07	Terrasses de Capbreton
PP10-10	43.6325 N	-1.7203 W	656	7.79	Terrasses de Capbreton

PP10-11	43.6289 N	-1.7271 W	653	0.69	Terrasses de Capbreton
PP10-12	43.8363 N	-2.1231 W	699	18.09	Terrasses de Capbreton
PP10-13	43.8425 N	-2.1213 W	574	17.27	Cicatrice de glissement
PP10-14	43.8523 N	-2.1188 W	477	9.74	Cicatrice de glissement
PP10-15	43.8588 N	-2.1496 W	420	3.48	Cicatrice de glissement
PP10-16	43.8911 N	-2.5262 W	1096	5.08	Plateau Landais
PP10-17	43.9819 N	-3.23.37 W	2280	17.93	Plateau Landais
PP10-18	44.1954 N	-3.5017 W	3648	8.84	Chenal de Santander
PP10-19	44.7868 N	-3.6061 W	3643	18.56	Levée Nord
MD95-2002	47°27,12'	08°32,03'	2174	30	Terrasse Meriazdeck

2. Données acoustiques

2.1. Données multifaisceaux

Les sondeurs multifaisceaux permettent l'exploration des fonds marins en fournissant une cartographie précise des reliefs sous-marins (bathymétrie) et des images de la réflectivité du fond (imagerie). Ces données permettent une étude détaillée de la morphologie du fond marin. L'acquisition se fait selon la méthode dite des "faisceaux croisés". Un éventail de faisceaux sonores est émis parallèlement à la trajectoire du navire. La réception se fait selon un étroit faisceau dans le plan transversal au navire. La surface couverte au sol au croisement de ces faisceaux, dite pastille insonifiée, a une largeur équivalente à 5 à 7 fois la hauteur d'eau. Le temps de propagation de l'onde (trajet aller-retour) fournit l'information bathymétrique tandis que l'amplitude du signal réfléchi fournit l'information de réflectivité. Les travaux d'Unterseh (1999) ont montré la complexité de l'interprétation de l'imagerie. Ainsi, une calibration par prélèvements du fond est le plus souvent nécessaire pour confirmer toute interprétation.

Durant la mission SARGASS, l'acquisition bathymétrique par sondeur multifaisceaux a été réalisée avec le sondeur Reson 7150. Durant la reconnaissance des zones distales profondes, le sondeur multifaisceaux Reson 7150 a été utilisé en mode 12 kHz. L'espacement des profils est de 10 km et l'acquisition s'est déroulée à une vitesse moyenne de 9,5 nds. En seconde partie de mission, le sondeur Reson 7150 a été utilisé en mode 24 kHz en raison de profondeurs inférieures à 3 500 m. Le sondeur multifaisceaux Reson 7111 (100 kHz) a été utilisé ponctuellement pour les quelques profils recoupant le haut de pente. Au total, une couverture bathymétrique par données de sondeur multifaisceaux de près de 39 000 km² a été acquise au cours de la campagne afin de couvrir entièrement le canyon de Capbreton et les dépôts distaux des systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et Capbreton (Figure 58). Grâce à des conditions météorologiques favorables, la qualité des données est bonne. Les données acquises durant un épisode de mer agitée de quelques heures sont à peine plus bruitées avant traitement. Cet épisode a plus affecté la qualité des données d'imagerie que celle des données bathymétriques.

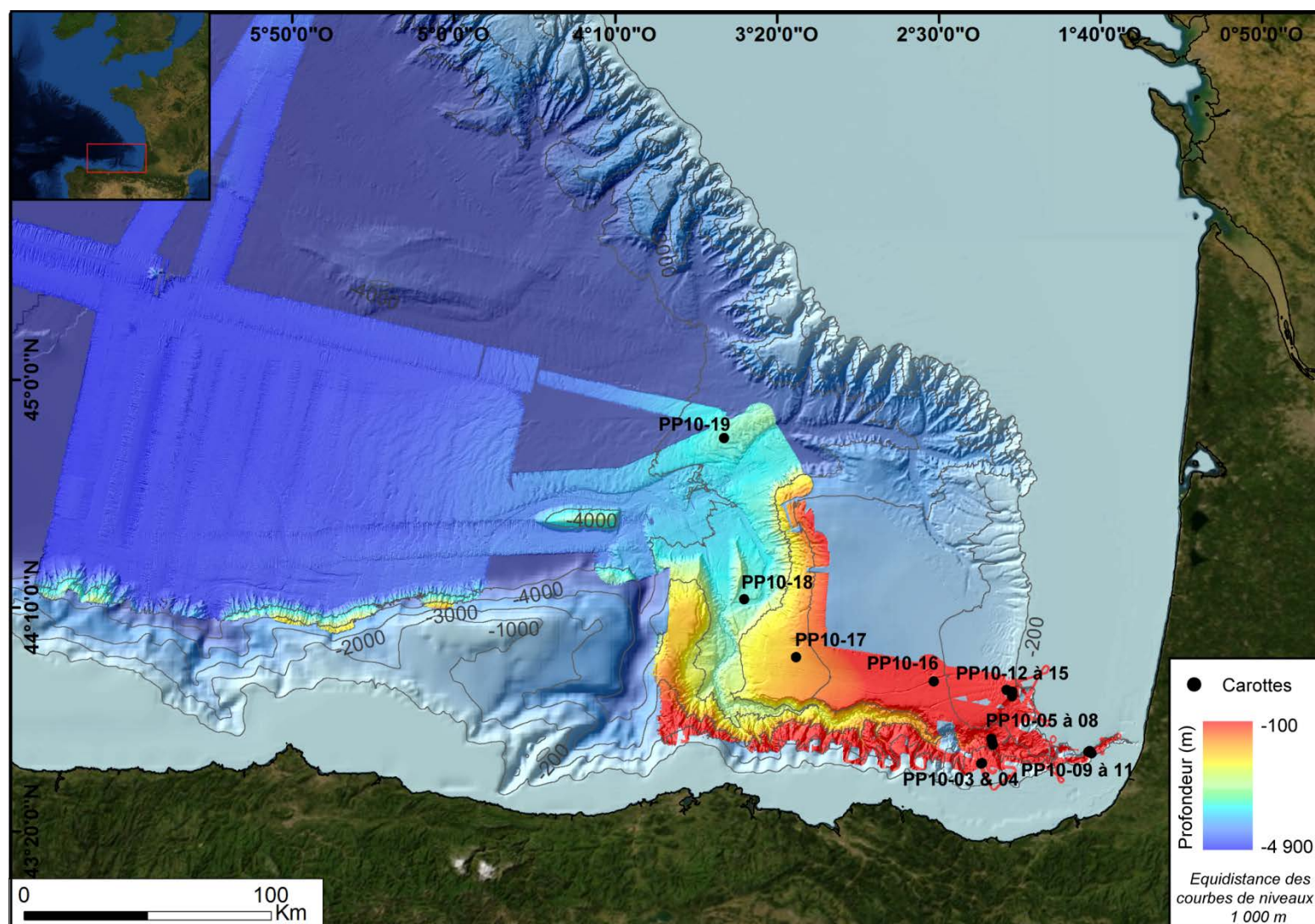


Figure 58 : Carte générale des données acquises durant la mission SARGASS et utilisées durant cette thèse. Les points noirs représentant les 17 carottes prélevées lors de la campagne. Les données bathymétriques issues de campagnes précédentes sont en dégradé de bleu, celles de la mission Sargass dans un dégradé de rouge à bleu.

L'ensemble de ces données a été traité à l'aide du logiciel Caraïbes (CARTographie Appliquée à l'Imagerie et la Bathymétrie des Sonars et sondeurs multifaisceaux) de l'IFREMER afin de leur appliquer des corrections de célérité, de marée, de biais et d'optimiser le filtrage des sondes. Le maillage permet ensuite de former des MNT pour la visualisation des cartes bathymétriques et d'imagerie sonar. Le travail de traitement conjoint de V. Hanquiez et M. Cremer (EPOC) permet de disposer de MNT à plusieurs pas de résolution, avec une maille minimum de 10 m pour les parties hautes du canyon et de 40 m pour les parties profondes.

L'exploitation des données bathymétriques et d'imagerie a été réalisée grâce au logiciel ArcGis (ESRI). Les données de bathymétrie ont ainsi pu être retravaillées (cartes de pente, d'ombrage). L'étude morpho-bathymétrique détaillée du canyon de Capbreton (voir Chapitre 5) proposée dans ce travail s'appuie sur les différents outils d'analyse de surface et 3D proposés dans ArcGIS (réalisation de profils bathymétriques, calcul de surface, de volume, d'écoulements). De même, une étude morpho-bathymétrique détaillée est réalisée dans la *zone de confluence* où se rejoignent les canyons du Cap-Ferret et de Capbreton et plus en aval au niveau de la zone de transition chenal-lobe (CLTZ) du système turbiditique du Cap-Ferret (voir Chapitre 6). Celle-ci est couplée à une analyse du fond marin par segmentation d'imagerie.

2.2. Sondeur de sédiments CHIRP

Le sondeur de sédiment monofaisceau à incidence verticale CHIRP permet de caractériser les propriétés acoustiques des sédiments superficiels. La fréquence d'acquisition, modulable, est comprise entre 1,8 et 5,3 kHz. A ces fréquences, la pénétration du signal dans le sédiment peut être très variable (de 0 à 150 m) en fonction de la nature du fond. La résolution verticale (décimétrique à métrique) est très bonne. C'est pourquoi ce type d'acquisition acoustique est aussi nommé sismique très haute résolution. Après acquisition, les données CHIRP ont subi un traitement automatisé à l'aide du logiciel Subop (SUB-BOTTOM Profiler) de l'IFREMER. Les profils de sondeur de sédiments CHIRP peuvent par la suite être corrélés aux carottes. La mise en relation des profils CHIRP avec les carottes sédimentaires, celles-ci étant repositionnées à l'échelle sur les profils pour les calibrer, permet de suivre régionalement les lithologies identifiées localement.

Les données sont interprétées en termes de faciès (ou écho-faciès). Ces écho-faciès sont définis en fonction de l'amplitude du signal (forte ou faible), de sa pénétration (pénétrant ou sourd), de la géométrie des réflecteurs sous-jacents (lités ou hyperboliques) et de leur continuité (Damuth, 1977, 1980). Localement, ces écho-faciès peuvent être directement interprétés en termes de nature des dépôts superficiels et de processus de dépôt (Damuth, 1977, 1980). De façon générale, dans les environnements turbiditiques profonds, un écho-facies de très forte amplitude et de continuité moyenne peut caractériser des dépôts très grossiers (typique des chenaux), un écho-facies d'amplitude moyenne à faible et de très bonne continuité caractérise des dépôts plus fins (cas des levées sédimentaires), et enfin des écho-faciès transparents à semi-transparentes peuvent caractériser des dépôts en masse ou liés à des glissements (Damuth, 1977, 1980 ; Loncke *et al.*, 2009). Toutefois, il faut prendre garde à l'impact d'une topographie trop marquée qui peut aisément perturber le signal : l'onde émise se réfléchissant dans toutes les directions de l'espace sur les pentes abruptes, le signal enregistré est de mauvaise qualité et les profils concernés ne présentent alors que de larges hyperboles ne reflétant aucune morphologie réelle.

L'étude proposée dans ce manuscrit repose en grande partie sur une cartographie des échofaciès de l'ensemble de la zone couverte par la mission Sargass, soit le canyon de Capbreton, la zone de confluence et la CLTZ du système turbiditique du Cap-Ferret Capbreton. Une phase préliminaire d'identification des différents échofaciès existants sur la zone d'étude (18 au total) a précédé leur cartographie à proprement parler. Cette carte des échofaciès est par la suite couplée à la carte de segmentation d'imagerie et aux analyses morpho-bathymétriques pour proposer une synthèse de ces données sous la forme d'un modèle dynamique de dépôt (voir chapitre 6).

2.3. Données sismiques

La sismique haute résolution est un dispositif acoustique qui pénètre plus profondément dans les dépôts et permet de connaître l'architecture globale d'une zone. En effet, les variations du sédiment en profondeur (nature, compaction, porosité...) vont délimiter différents milieux définis par leur impédance acoustique (densité * vitesse). Au contact entre ces milieux, du fait de leur contraste d'impédance, l'onde acoustique se réfléchit sur une interface, interprétable en termes stratigraphiques et/ou structuraux. Le dispositif d'acquisition se compose d'émetteurs et de récepteurs tractés par le navire, parallèlement à sa course.

Lors de la mission SARGASS, l'acquisition sismique s'est faite à une vitesse de 9,5 nds. Le dispositif d'émission était composé de 2 canons à air de 45 et 105 m³ tirant à une cadence de 10 s. Une flûte numérique 24 traces immergée à 6 m assurait la réception. Du fait de conditions météorologiques favorables, l'acquisition a été continue et l'ensemble des données est de bonne qualité. L'épisode de mer agitée n'a que faiblement altéré les données puisque l'agitation de la mer a été compensée par la réduction de la vitesse d'acquisition. Le traitement préliminaire des données a été réalisé à bord (sommation des traces et migration à vitesse constante de 1 500 m/s) par H. Gillet.

2.4. Données SAR/Pasisar

Le SAR (Système Acoustique Remorqué) permet de tracter près du fond divers outils d'acquisition pour une étude à très fine échelle de la nature et de la structure géologique des fonds marins par grande profondeurs (200 à 6 000 m). Dans le cadre de la mission SARGASS, au cours de 6 plongées, le SAR a permis de déployer :

- un sondeur de sédiments 3,5 kHz couplé à un sondeur latéral qui ont procuré des données à haute résolution du fond du canyon de Capbreton. Ces données sont assez bruitées en raison de la morphologie assez accidentée du fond du canyon de Capbreton, en particulier pour les profils proches du thalweg. Elles permettent néanmoins une reconnaissance de l'architecture fine du centre du canyon.

- le système d'acquisition acoustique Pasisar. Il s'agit d'un dispositif d'acquisition de sismique Très Haute Résolution (THR) près du fond. L'émetteur est tracté en surface (Figure 59). Lors de la mission SARGASS, en fonction de la profondeur d'eau maximale atteinte par les profils, le dispositif d'acquisition était soit un sparker (petit fond jusqu'à 150 m d'eau) soit deux grappes de mini GI-gun de 35 m³ (grande profondeur). Le dispositif de réception est composé d'une flûte monotracte tractée à environ 100 m au-dessus du fond. Bien que perturbées par les mouvements propres de la flûte liée au SAR, ces données apportent un important gain d'information sur la structuration des dépôts présents sur les bordures du Canyon de Capbreton.

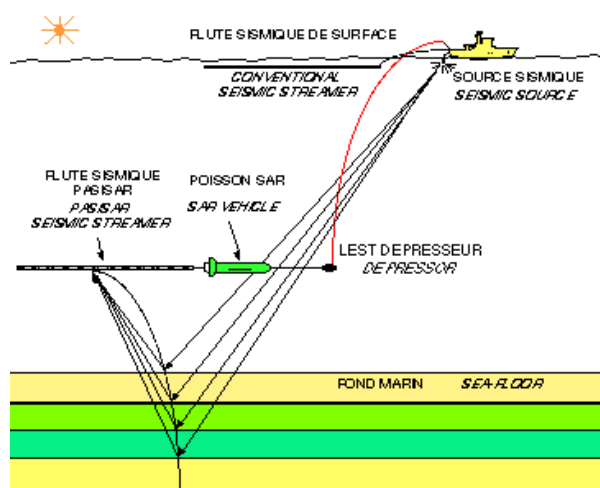


Figure 59 : Schéma d'acquisition de l'outil Pasisar (IFREMER, 2010).

Les données SAR/Pasisar ont essentiellement été utilisées dans cette étude pour apporter un complément d'information à l'analyse de la dynamique de dépôt à l'origine des actuelles terrasses qui bordent le canyon de Capbreton (voir Chapitre 5 Note 1).

3. Les données de pénétrométrie

Le pénétromètre Penfeld est un appareil de mesures géotechniques permettant de mesurer les propriétés physiques des sédiments. Le socle de l'instrument est posé sur le fond. Une pointe CPTU est progressivement déroulée et introduite dans le sédiment. Cette pointe permet de mesurer 3 paramètres principaux : la résistance à la pointe q_c , le frottement latéral f_s et la pression interstitielle différentielle Du . 4 plongées ont eu lieu lors de la campagne SARGASS sur différents sites (pockmarks et glissement landais entre autres). Les données ont été analysées et synthétisées par D. Leynaud (EPOC). Dans la présente étude, seules les mesures de la plongée 2 sur les terrasses du Capbreton sont utilisées. Les points de mesures sont référencés dans le Tableau 4 et sont sensiblement identiques aux carottes prélevées sur ce site (PP10-05 à 10-08). Cinq des six points de mesures montrant des pénétrations entre 5,62 m dans le thalweg et 30 m sur les terrasses ont fait l'objet des prélèvements par carottage.

Tableau 4 : Récapitulatif des mesures Penfeld utilisées dans cette étude, mesurées dans la zone de carottage des terrasses aval du Canyon de Capbreton.

N° site	Latitude	Longitude	Profondeur (m)	Pénétration (m)	Localisation	Carotte correspondante
PEN-02-05	43,6558687	-2,220143	1581	30	Terrasse basse	PP10-05
Pen-02-04	43,6595914	-2,2216199	1596	25	Terrasse intermédiaire	-
PEN-02-03	43,6633795	-2,2229371	1625	29,96	Terrasse intermédiaire	PP10-06
PEN-02-02	43,6680088	-2,2247137	1682	5,62	Centre du thalweg	PP10-08
PEN-02-01	43,6772672	-2,2281781	1474	30	Terrasse haute	PP10-07
PEN-02-07	43,6668635	-2,2243312	1678	6,82	Bord du thalweg	-

Comme pour les données SAR/Pasisar auxquelles elles sont couplées, les données de pénétrométrie ont apporté un complément d'information à l'analyse de la dynamique de dépôt à l'origine des actuelles terrasses qui bordent le canyon de Capbreton (voir Chapitre 5 Note 1).

4. Les données sédimentologiques

Le protocole classique d'étude des sédiments en laboratoire suit, selon un ordre précis, différentes étapes décrites dans les paragraphes suivants.

4.1. Photographie et description

La photographie et la description des carottes correspondent à l'étape dite de « l'ouverture des carottes ». Cette étape essentielle permet d'avoir une première lecture synthétique de la carotte et de reconnaître les principales structures identifiables à l'œil nu (variations granulométriques, changements de couleur, lamines...). A partir de ces informations, il est possible de régler le pas de mesure pour les analyses physiques, décider d'un éventuel échantillonnage de pas régulier pour l'analyse de la granularité et réaliser un premier log de la carotte.

Lors de l'ouverture, les carottes, précédemment découpées en tronçon d'un mètre, sont photographiées avec un appareil numérique. L'assemblage des clichés est réalisé à l'aide du logiciel Photoshop.

Lors de cette thèse, il a été procédé à l'ouverture de l'ensemble des 17 carottes prélevées lors de la mission Sargass, soit plus de 185 m de prélèvements sédimentaires. Cette première vue d'ensemble des échantillons disponibles a permis une pré-sélection des carottes à traiter en priorité. Celles-ci ont été choisies en fonction de la qualité du prélèvement (longueur de la carotte, absence de pistonage et variations évidentes de faciès sédimentaires notamment) et de leur lien avec les objectifs de cette thèse.

4.2. Paramètres physiques

Deux méthodes de mesures non destructives sont utilisées immédiatement après l'ouverture.

Colorimétrie

Les carottes SARGASS ont été analysées par spectrocolorimétrie, avec un pas régulier de 1 cm et un capteur de 5 mm de diamètre (Spectrocolorimètre Minolta). La colorimétrie est mesurée selon la représentation CIE Lab (ou L^*a^*b), charte établie en 1976 par la Commission Internationale de l'Eclairage (CIE) où le paramètre L^* représente la clarté, la luminosité du sédiment, le paramètre a^* mesure les variations de couleurs selon un axe rouge-vert, le paramètre b^* selon un axe jaune-bleu (Figure 60).

Les sédiments superficiels présentent des variations de teintes en fonction par exemple de leur oxydation ou de leur teneur en carbonates ou en matière organique. La diagénèse entraîne également une pigmentation très sombre des sulfures, qui soulignent alors la bioturbation ou les structures dynamiques mais brisent l'évolution graduelle de la colorimétrie. Ce paramètre procure donc une information sur la composition du sédiment

La susceptibilité magnétique

Dans le Golfe de Gascogne, la susceptibilité magnétique se révèle particulièrement utile pour la détection des niveaux d'Heinrich (Grousset *et al.*, 1993, Grousset *et al.*, 2000, Sanchez Goñi et Harrison, 2010). De ce fait, ce paramètre constitue régionalement un excellent outil stratigraphique.

La mesure de la susceptibilité magnétique est réalisée à partir d'un capteur MS2E (Bartington) avec un pas de 1 cm. Il s'agit d'une mesure sensible aux conditions environnementales, il est donc impératif de réduire la présence de métaux aux abords du tronçon mesuré et de s'assurer que la carotte est à température ambiante, comme le capteur, afin de ne pas perturber les résultats.

La colorimétrie comme la susceptibilité magnétique ont été mesurés sur l'ensemble des 185 m de prélèvement Sargass au cours de ce travail de thèse. Ces analyses préliminaires ont été utilisées en complément de la description pour procéder à la pré-sélection des carottes à traiter en priorité. Elles ont permis de mettre en évidence de grandes tendances dans certaines carottes : ceci a permis d'affiner les pas de mesure pour les analyses suivantes (granulométrie et fluorescence-X notamment). La susceptibilité magnétique s'est également révélée utile pour identifier des carottes à fort potentiel pour établir un cadre chronostratigraphique à l'étude.

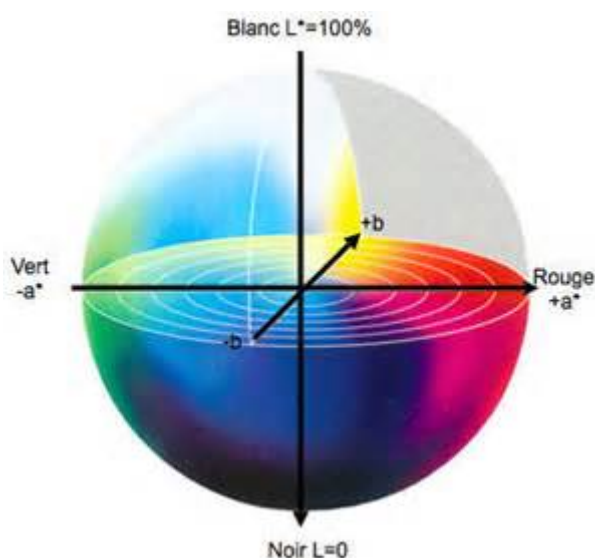


Figure 60 : Echelle colorimétrique $L^*a^*b^*$.

4.3. Radiographie rX, Scopix

La radiographie rX est une méthode non destructive permettant la visualisation de l'organisation interne des sédiments. Ce complément d'information à la description visuelle permet d'identifier la structuration des dépôts et l'importance de la bioturbation. Ainsi, il s'agit d'un outil puissant pour l'identification des processus de dépôts des sédiments.

Le système d'imagerie Scopix utilisé, alliant radioscopie classique et traitement d'images a été développé à l'Université de Bordeaux (Migeon *et al.*, 1999). Afin d'optimiser la résolution et d'homogénéiser la réponse rX, l'acquisition se fait à partir de plaquettes de sédiments d'1 cm d'épaisseur extraites des demi-sections, prélevées dans des supports en U d'aluminium.

Egalement réalisée sur l'ensemble des 185 m de carottes Sargass au cours de cette thèse, cette méthode d'analyse a permis de cibler les carottes potentiellement les plus utiles pour l'analyse de la dynamique sédimentaire du canyon de Capbreton.

4.4. Granulométrie

Les mesures de la taille de grains ont été effectuées grâce à un granulomètre à diffraction laser Malvern Mastersizer S. Le granulomètre mesure par diffraction laser des particules comprises entre 0,05 et 878,67 μm . Les prélèvements pour la granulométrie ont été effectués selon trois méthodes :

- systématique, pour les carottes les plus uniformes selon un pas de 5 ou 10 cm,
- détaillée à haute résolution (millimétrique à décimétrique), pour l'étude des séquences de dépôts particulières mises en évidence par radioscopie rX.
- et un prélèvement à la base de chaque séquence pour les carottes en présentant de très nombreuses. En particulier, pour les carottes PP10-05 et PP10-06 présentant une longue succession de séquences sédimentaires, des prélèvements ont été réalisés à la base d'une séquence sur 2 (soit une trentaine de mesures par tronçon). Les séquences pluricentimétriques échantillonnées pour la réalisation de lames-minces ont donné lieu à des analyses granulométriques fines selon un pas de prélèvement de 2 mm (Figure 62).

Les paramètres granulométriques présentés dans cette étude sont présentés soit sous la forme de médiane dans le cas de granularité unimodale, soit sous la forme de courbes gaussiennes pour illustrer des variations de granularité dans des séquences sédimentaires particulières (Figure 62). La proportion en sédiments fins et grossiers ainsi que leur éventuel granoclassement sont déterminants dans l'identification des agents de transports des sédiments et de la dynamique de dépôt des séquences sédimentaires.

Dans cette étude, les paramètres granulométriques sont présentés sous différents formats selon l'utilisation qui en est faite :

- La médiane est utilisée pour montrer une tendance générale dans une carotte de granularité unimodale,
- une « cartographie » de la granularité peut également être réalisée pour montrer la tendance générale de la carotte et mettre en évidence des variations ponctuelles. Cette représentation est peu courante : il ne s'agit pas d'une représentation statistique comme pour la médiane, mais d'une représentation quantitative de chaque classe granulométrique mesurée pour un échantillon (Figure 61),
- les courbes gaussiennes sont utilisées pour illustrer des variations de granularité particulière au sein de séquences sédimentaires précises (Figure 62).

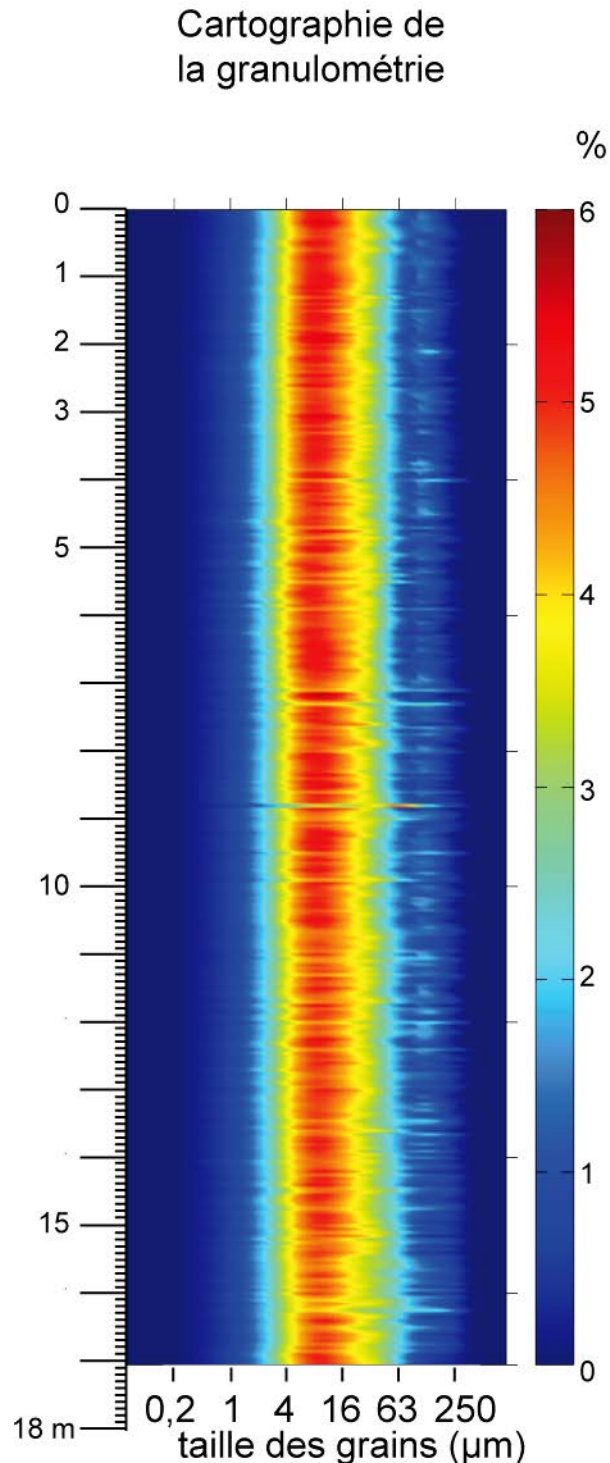


Figure 61 : Exemple de cartographie de la granularité (carotte PP10-09). Pour chaque échantillon analysé (ici tous les 5 cm), la proportion de grains de chaque classe granulométrique est reportée à la quantité totale de grains (%). La profondeur du prélèvement dans la carotte est représentée en ordonnée et les variations colorimétriques de la ligne associées indiquent le pourcentage de représentation de la classe granulométrique représentée en abscisse. Sur cet exemple, l'axe rouge-orangé entre 4 et 16 μm indique que ces classes granulométriques que les plus fortes proportions sont présentes : la carotte contient des sédiments à mode granulométrique dominant silto-argileux. Ponctuellement, l'intensité de couleur se déplace vers des classes plus élevées comme à 980 cm : cela met en évidence un niveau de sables fins.

4.5. Lames minces

Pour pouvoir observer le sédiment à l'échelle du grain et obtenir des informations sur la fabrique sédimentaire, des lames-minces ont ponctuellement été réalisées dans les carottes sédimentaires. Afin de pouvoir réaliser des lames-minces dans les sédiments marins, une technique d'induration spécifique a été mise au point au laboratoire EPOC de l'Université de Bordeaux (Zaragosi *et al.*, 2006). Les sédiments sont lyophilisés par échange eau-acétone puis sont indurés par une résine polymère. Les lames-minces produites à partir de ces sédiments indurés permettent une analyse fine au microscope des dépôts sédimentaires et de leurs processus de dépôts (Figure 62).

Dans cette étude, les lames minces ont été réalisées dans les carottes prélevées sur les terrasses bordant le thalweg de Capbreton. Ces lames minces ont ainsi été réalisées pour analyser la dynamique sédimentaire de ces terrasses.

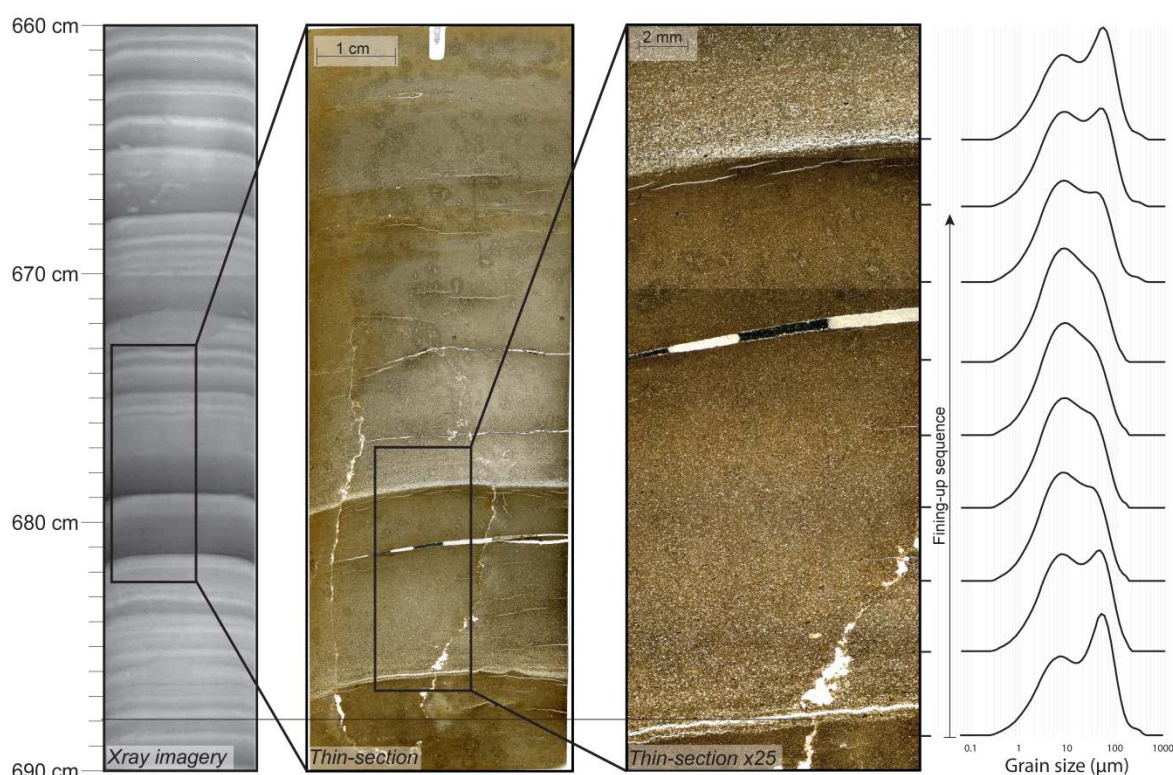


Figure 62 : Lame mince et radiographie rX d'une séquence turbiditique fine typique des terrasses du Canyon de Capbreton (carotte PP10-06). Les tirets représentent les points échantillonnés pour des analyses granulométriques. Celles-ci montrent une répartition bimodale de la granularité à la base des séquences turbiditiques qui évolue progressivement vers une répartition unimodale au sommet des séquences.

4.6. Géochimie élémentaire, XRF

La spectrométrie par fluorescence-X (ou XRF pour X-ray fluorescence) permet une analyse géochimique non destructive des éléments majeurs (Si, Al, Ca...) et mineurs (Ti, Zr, Sr...) des sédiments d'une carotte. Les résultats, donnés en nombre de coups, dépendent de l'énergie incidente. Seules les variations des rapports entre éléments sont souvent utilisées mais les résultats peuvent faire l'objet d'une calibration par mesures indépendantes. Cette technique a récemment été développée pour l'étude des carottes sédimentaires (Richter *et al.*, 2006).

Les mesures XRF des carottes de cette étude ont été réalisées sur un banc Cortex de Aavatech avec un pas d'analyse de 1 cm. Ce pas a été choisi car il permet une analyse fine tout en limitant le temps d'acquisition. Le capteur utilisé mesure 1 cm², la carotte est donc entièrement couverte avec un pas de 1 cm. En domaine clastique, la comparaison des éléments de la fraction silicoclastique (Al, Ti, Fe, etc.) et de ceux de la fraction biogénique calcaire (Ca, Sr, etc.) permet d'identifier les périodes de forts apports terrigènes dans les océans profonds (St-Onge *et al.*, 2007). Ainsi, cette étude utilise le rapport Ti/Ca afin de repérer d'éventuels apports terrigènes majeurs. Le rapport Si/Al a aussi été utilisé afin de suivre les variations de granularité et l'origine des grains (St-Onge *et al.*, 2007). A la base des turbidites, deux rapports sont particulièrement intéressants. Les pics de Ca dans un rapport Ca/Fe peuvent permettre de distinguer les bases de turbidites riches en foraminifères ou en débris coquilliers des intervalles plus terrigènes à base riche en quartz. Le rapport Zr/Rb permet de tracer à la base des turbidites un enrichissement relatif de minéraux résistants à l'érosion, tel que le quartz qui assimile aisément du Zr dans sa maille élémentaire (Rothwell *et al.*, 2006).

Dans cette étude, les données de fluorescence-X sont utilisées dans l'analyse à fine échelle des séquences turbiditiques identifiées par carottage dans le domaine confiné du canyon de Capbreton et sur la levée nord du chenal de Cap-Ferret.

4.7. Stratigraphie et corrélation de carottes

Du fait des différents sites de carottages de la mission SARGASS (domaine confiné du canyon, levée sédimentaire, pentes continentales...), les taux de sédimentation des carottes présentées dans cette étude sont très variables. Différentes méthodes stratigraphiques ont donc dû être employées.

Radioéléments

Des mesures par gamma ray de Plomb 210 en excès (²¹⁰Pb_{xs}) et de Thorium 228 ont été réalisées dans les premiers mètres de 3 carottes par S. Schmidt (Schmidt *et al.*, 2009). Ces mesures visent à préciser l'âge des sédiments superficiels dans les carottes situées sur les terrasses du canyon de Capbreton. Les profils d'activité du ²¹⁰Pb_{xs} ont été utilisés pour estimer les taux de sédimentation (cm.an⁻¹) selon un modèle CIC (Constant Initial Concentration ; (Schmidt *et al.*, 2009).

Stratigraphie

Afin de préciser la stratigraphie de différentes carottes, des comptages des foraminifères planctoniques ont été réalisés sur différentes carottes au cours de cette thèse avec l'aide de L. Rossignol et M. Peral. Les pas d'échantillonnage ont été adaptés en fonction des contextes de prélèvements et de l'abondance en faune des carottes ; ils sont précisés au cas par cas dans le chapitre 5. Deux méthodes ont été utilisées :

- Soit un comptage en assemblage total : toutes les espèces de foraminifères planctoniques sont identifiées et comptées. Cette méthode a été appliquée sur les carottes PP10-07 et PP10-14.
- Soit, se basant sur les travaux de Caralp (1971) et Caralp *et al.* (1974) qui montrent des variations du sens d'enroulements des *Neogloboquadrina pachyderma* en fonction des périodes climatiques froide ou tempérée, la stratigraphie est basée sur un comptage *N. pachyderma* (s.) versus toutes les autres espèces (sans distinction). Des abondances relatives en *N. pachyderma* (s.) supérieures à 95% marquent alors les périodes froides (voir Figure 32 pour la

charte stratigraphie et la Note 1 pour le protocole plus détaillé). Ce proxy a été appliqué sur les carottes 10-17, PP10-18 et PP10-19.

Datation ^{14}C

La datation radiocarbone basée sur l'activité radiologique du carbone 14 (^{14}C) est un outil indispensable à l'établissement d'un cadre chronostratigraphique des sédiments marins d'âge inférieur à environ 40 000 ans. Cette méthode permet de calculer un âge absolu de l'échantillon analysé.

En domaine terrestre, il est admis que les organismes vivants ont une teneur en ^{14}C identique à celle du gaz atmosphérique, considérée constante depuis 40 000 ans. A la mort de l'organisme, le ^{14}C qu'il contient se désintègre selon la loi de décroissance radioactive. La mesure de l'activité de ^{14}C restante dans l'organisme permet d'obtenir directement l'âge de l'organisme en milieu continental. En milieu marin, une correction doit être appliquée du fait du délai d'incorporation du carbone atmosphérique dans les eaux marines et des circulations d'eaux profondes. Cette correction est appelée "effet réservoir" et est fixée à 400 dans l'Atlantique Nord (Bard *et al.*, 1988) bien que lors d'événements climatiques rapides, cette correction puisse être supérieure à 1000 ans (Waelbroeck *et al.*, 2001).

Pour être comparés avec des données continentales, les âges radiocarbone (^{14}C ka BP) doivent être calibrés pour être exprimés en âge calendaire (cal. yr. BP, *Before Present*). L'âge calendaire correspond à un âge en années réelles avec pour base l'an 1950, considéré comme le présent. Pour les âges inférieurs à 30 000 ans, la calibration des dates de cette étude a été réalisée grâce au logiciel Calib 6.1 et de l'équation Marine 09 (Stuiver et Reimer, 1993). Pour les âges supérieurs à 30 000 ans, les dates ont été calibrées à l'aide de polynômes de Bard (Bard, 1998, Bard *et al.*, 2004).

Les datations utilisées dans cette étude ont été réalisées sur des échantillons de foraminifères planctoniques prélevés au cours de cette thèse dans la fraction $>150\ \mu\text{m}$ issue de dépôts hémipélagiques. Le poids minimal d'un échantillon pour analyse est de 10 mg, soit environ 3 000 individus. Lorsque la quantité de foraminifères le permettait, les dates ont été réalisées sur des échantillons monospécifiques. Du fait de la pauvreté en foraminifères de nombreuses carottes SARGASS, les échantillons sont le plus souvent un mélange de plusieurs espèces de foraminifères (*bulk*). Pour les carottes composées majoritairement de dépôts turbiditiques, l'utilisation des images rX a permis de réaliser un échantillonnage réfléchi, positionné avec soin afin d'éviter les zones remaniées. Enfin, pour une carotte extrêmement pauvre en foraminifères (PP10-05), une date a été réalisée sur des coquilles de bivalves.

Au total, 28 datations ont été réalisées dans le cadre du projet Artémis au Laboratoire de Mesure du Carbone 14 de Saclay (France) par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS : *Accelerator Mass Spectrometry*). Celles-ci, ainsi que les datations utilisées au cours de l'étude provenant de travaux antérieurs, sont présentées dans le tableau suivant (Tableau 5). Selon la zone de prélèvement, ces datations ont permis d'établir un cadre chronostratigraphique à cette étude ou d'identifier la fréquence de certains événements gravitaires récurrents dans le canyon de Capbreton.

Discussion sur la validité des modèles d'âge

Les modèles d'âge des carottes PP10-17 et PP10-04 ont été construits à partir de dates ^{14}C et de corrélations avec la carotte de référence MD95-2002. Les tentatives de corrélation stratigraphiques de ces carottes à partir des différents paramètres analysés (microfaune, susceptibilité magnétiques, XRF...) ont révélé des faiblesses dans les modèles d'âge dont il est nécessaire de faire état avant d'aller plus avant dans l'analyse des taux de sédimentation.

L'utilisation des polynômes pour le calcul des modèles d'âge implique un biais par rapport aux différents points de calage identifiés dans une carotte, malgré des coefficients de corrélation fiables ($R^2 > 0,95$). Par exemple, le modèle d'âge de la carotte PP10-17 implique des âges légèrement sous-estimés pour H1 par rapport aux dates ^{14}C réalisées, et surestimés pour la période du LGM.

Ce paragraphe est également l'occasion de présenter un *erratum* vis-à-vis du modèle d'âge proposé dans la Note 1 pour la carotte PP10-04. Celui-ci avait alors été proposé selon une régression polynômiale utilisant un polynôme d'ordre 5 qui offrait alors la meilleure corrélation pour la période 0-20 ka. Les travaux sur la période 20-40 ka ont montré que ce polynôme ne convenait pas puisqu'il générerait une inversion de la courbe du temps entre 23 et 26 ka. Il lui est donc préféré aujourd'hui un polynôme d'ordre 3 ($R^2 > 0,95$). Ce polynôme entraîne une sous-estimation des âges sur la période 0-20 ka, une surestimation sur la période 20-40 ka.

Conscient de ces aléas, les taux de sédimentation proposés dans la suite de ce travail ont été calculés à partir des points de calage identifiés où l'erreur est connue (de l'ordre de 30 à 50 ans sur une date ^{14}C par exemple). Les modèles d'âge sont utilisés comme tendance moyenne.

Tableau 5 : Compilation des datations radiocarbone utilisées dans le cadre de cette étude. Les détails des calibrations des âges fournis dans cette étude sont détaillées dans le texte ci-dessus (Grousset *et al.*, 2000, Zaragosi *et al.*, 2001, Zaragosi *et al.*, 2001, Zaragosi *et al.*, 2006).

Carottes	Prof. (cm)	Age radiocarbonate non corrigé de l'âge réservoir (14C ka BP)	Age calendaire (cal. yr. BP)	Matériel	Référence laboratoire	Origine
PP10-04	220	3635	3526	Bulk foram. Pl.	SacA 31198	Cette étude
PP10-05	337	875	496	Bulk foram. Pl.	SacA 24473	Cette étude
PP10-05	641	1265	815	Bulk foram. Pl.	SacA 24474	Cette étude
PP10-05	1168	2015	1572	Débris coquillés	SacA 29313	Cette étude
PP10-07	220	2050	1623	Bulk foram. Pl.	SacA 29590	Cette étude
PP10-07	380	2615	2306	Bulk foram. Pl.	SacA 26975	Cette étude
PP10-07	720	4265	4376	Bulk foram. Pl.	SacA 26976	Cette étude
PP10-07	1050	5660	6056	Bulk foram. Pl.	SacA 26977	Cette étude
PP10-07	1180	6490	6990	Bulk foram. Pl.	SacA 29591	Cette étude
PP10-07	1537	8705	9392	Bulk foram. Pl.	SacA 26978	Cette étude
PP10-07	1730	8900	9543	Bulk foram. Pl.	SacA 29592	Cette étude
PP10-07	1980	9270	10137	Bulk foram. Pl.	SacA 29593	Cette étude
PP10-09	210	5200	5563	Bulk foram. Pl.	SacA 29435	Cette étude
PP10-09	595	3015	2777	Bulk foram. Pl.	SacA 29585	Cette étude
PP10-09	1090	4615	4831	Bulk foram. Pl.	SacA 29586	Cette étude

PP10-09	1610	5390	5772	Bulk foram. Pl.	SacA 29587	Cette étude
PP10-14	140	6845	6845	Bulk foram. Pl.	SacA 31193	Cette étude
PP10-14	720	13140	13140	Bulk foram. Pl.	SacA 31194	Cette étude
PP10-17	30	4245	4355	Bulk foram. Pl.	SacA 24470	Cette étude
PP10-17	50	7055	7537	Bulk foram. Pl.	SacA 24471	Cette étude
PP10-17	80	11660	13169	<i>N. pachyderma</i> S		Cette étude
PP10-17	160	15210	17966	<i>N. pachyderma</i> S	SacA 24472	Cette étude
PP10-17	410	20380	23853	<i>N. pachyderma</i> S	SacA 31197	Cette étude
PP10-18	450	11505	11505	Bulk foram. Pl.	SacA 31195	Cette étude
PP10-18	740	13030	13030	Bulk foram. Pl.	SacA 31196	Cette étude
PP10-19	165	12855	14479	Bulk foram. Pl.	SacA 29588	Cette étude
PP10-19	289	14040	16794	<i>N. pachyderma</i> S	SacA 29589	Cette étude
PP10-19	810	15100	17869	<i>N. pachyderma</i> S	SacA 29436	Cette étude
MD95-2002	0	1,660±70	1,624	<i>G. Bulloides</i>	LSCE-99360	(Zaragosi et al., 2001a; b)
MD95-2002	140	9,080±90	10,329	<i>G. Bulloides</i>	LSCE-99361	(Zaragosi et al., 2001a; b)
MD95-2002	240	10,790±100	12,809	<i>N. pachyderma</i> s.	LSCE-99362	(Zaragosi et al., 2001a; b)
MD95-2002	420	13,330±130	15,798	<i>N. pachyderma</i> s.	LSCE-99363	(Zaragosi et al., 2001a; b)
MD95-2002	454	13,800±110	16,426	<i>N. pachyderma</i> s.	LSCE-99364	(Zaragosi et al., 2001a; b)
MD95-2002	463	4,020±120	16,709	<i>N. pachyderma</i> s.	LSCE-99365	(Zaragosi et al., 2001a; b)
MD95-2002	510	4,170±130	16,897	<i>N. pachyderma</i> s.	LSCE-99366	(Zaragosi et al., 2001a; b)
MD95-2002	550	14,430±70	17,327	<i>N. pachyderma</i> s.	Artemis-003242	(Zaragosi et al., 2001a; b)
MD95-2002	580	14.410±200	17.332	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-141702	(Zaragosi et al., 2001a; b)
MD95-2002	869	14,900±70	18,241	<i>N. pachyderma</i> s.	Artemis-003243	(Zaragosi et al., 2006)
MD95-2002	875	14,880±160	18,224	<i>N. pachyderma</i> s.	Artemis-003244	(Zaragosi et al., 2006)
MD95-2002	1,320	18,450±90	22,062	<i>G. Bulloides</i>	Artemis-003245	(Zaragosi et al., 2006)
MD95-2002	1,340	19,030±100	22,514	<i>G. Bulloides</i>	Artemis-003246	(Zaragosi et al., 2006)
MD95-2002	1,390	20,220±80	24,690	<i>G. Bulloides</i>	Artemis-003247	(Zaragosi et al., 2006)
MD95-2002	1,424	19,840±60	23,777	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-123696	(Grousset et al., 2000)
MD95-2002	1,453	20,030±80	23,984	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-123698	(Grousset et al., 2000)
MD95-2002	1,464	20,200±80	24,174	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-123699	(Grousset et al., 2000)
MD95-2002	1,534	21,850±70	25,734	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-123697	(Grousset et al., 2000)
MD95-2002	1,610	24,010±250	28,222	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-99367	(Auffret et al., 2002)
		25,420±230	29,830	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-99368	(Auffret et al., 2002)

CHAPITRE 5: LE SYSTEME TURBIDITIQUE DE CAPBRETON

Jusqu'à présent, aucune mission océanographique ni aucun travail scientifique n'avait étudié le système turbiditique de Capbreton dans sa globalité. Les travaux antérieurs se concentraient sur la tête (Nesteroff, 1968 ; Mazières *et al.*, 2014) ou les 90 premiers kilomètres (Cirac *et al.*, 2001 ; Mulder *et al.*, 2001, Mulder *et al.*, 2004 ; Gaudin *et al.*, 2006 ; Mulder *et al.*, 2012) du canyon de Capbreton. La mission Sargass (Juillet 2010) est ainsi la première campagne océanographique à permettre une reconnaissance complète du canyon de Capbreton dans son ensemble, y compris du canyon de Santander, son prolongement vers le Nord (Figure 63). La première partie de ce chapitre se concentre donc sur cet objet géologique majeur du Golfe de Gascogne qu'est le canyon sous-marin de Capbreton-Santander. Pour en offrir une étude complète, les données géophysiques de sub-surface (bathymétrie haute résolution et sondeur de sédiment CHIRP) sont couplées à des données in-situ (prélèvement par carottage et mesures par pénétrromètre Penfeld) afin de proposer une étude morphologique du canyon de Capbreton-Santander et de caractériser sa dynamique sédimentaire.

L'étude d'un système turbiditique ne peut être exempte d'une remise en perspective du système à l'échelle des marges continentales. La particularité du canyon de Capbreton est qu'il n'incise pas une seule marge continentale mais se trouve à la jonction entre deux marges continentales perpendiculaires : la marge Aquitaine, et son prolongement le plateau Landais, et la marge Cantabrique (Figure 63). Les deuxième et troisième parties de ce chapitre sont donc consacrées respectivement à chacune de ses marges qui matérialisent les bordures du canyon de Capbreton. Dans chaque chapitre, l'accent est mis sur deux éléments morphologiques clefs pouvant aider à comprendre la dynamique du canyon de Capbreton. La bordure nord du canyon de Capbreton est donc abordée par l'étude du plateau Landais et du glissement Landais qui s'y trouve. La bordure sud est abordée par l'étude des courts canyons cantabriques qui l'incisent et de l'interfluve majeur qu'ils délimitent, l'interfluve Costarrenkala. Le protocole d'étude est similaire à celui de la première partie : l'étude morphologique de l'objet géologique sert de préambule à la caractérisation de la dynamique sédimentaire locale.

Enfin, en guise de préambule à l'ensemble de ce chapitre, et pour fournir un cadre de référence à l'étude, il est ici proposé une cartographie des échofaciès identifiés par sondeurs de sédiments (Figure 64). Le sondeur de sédiments révèle par des changements de faciès acoustiques, appelés écho-faciès, des variations de lithologie ou d'architecture dans les sédiments meubles superficiels. L'analyse détaillée des données CHIRP a permis d'identifier sept écho-faciès types au niveau du système turbiditique de Capbreton. Ces sept écho-faciès se répartissent en trois catégories (Figure 65) : les écho-faciès lités (type I), hyperboliques (type II) et sourd (type III). Ils se distinguent les uns des autres sur des critères de continuité des réflecteurs, d'amplitude et de pénétration du signal et de présence ou d'absence d'hyperboles. Leur cartographie montre bien une distinction entre des écho-faciès présents dans l'axe du canyon et d'autres en périphérie, sur les bordures du canyon de Capbreton. Si cela n'est pas surprenant, cela justifie néanmoins l'approche choisie dans ce chapitre de se concentrer sur le canyon mais de ne pas négliger son environnement.

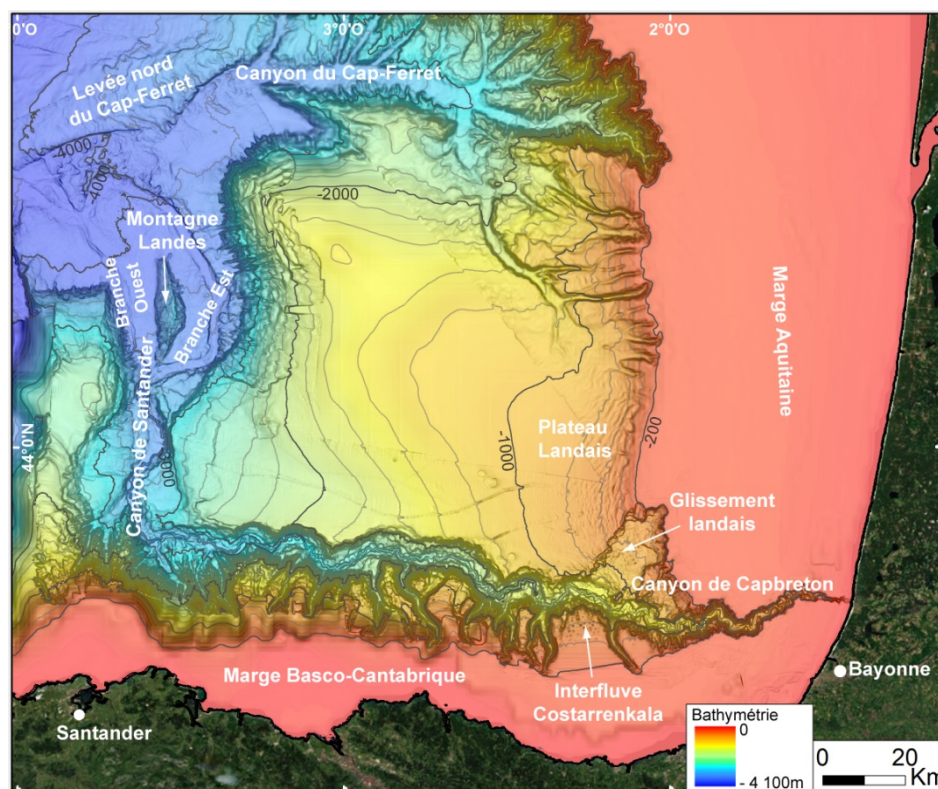


Figure 63 : Carte générale de la région du canyon de Capbreton avec report de la toponymie utilisée au cours de cette thèse.

Echofaciès lités	<p>I.1</p> <p>40 ms 500 m</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude moyenne à forte - Haute continuité - Réflecteurs plans parallèles 	<p>I.2</p> <p>40 ms 100 m</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude moyenne à forte - Continuité moyenne - Réflecteurs plans subparallèles 	<p>I.3</p> <p>40 ms 500 m</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude moyenne à forte - Haute continuité - Réflecteurs ondulés parallèles
Echofaciès hyperboliques	<p>II.1</p> <p>40 ms 500 m</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude faible à moyenne - Hyperboles étroites non tangentes au fond marin 	<p>II.2</p> <p>80 ms 500 m</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude faible à moyenne - Hyperboles larges non tangentes au fond marin 	<p>II.3</p> <p>80 ms 500 m</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude moyenne à forte - Hyperboles larges tangentes au fond marin
Echofaciès sourd	<p>III</p> <p>40 ms 500 m</p> <ul style="list-style-type: none"> - Un réflecteur unique de forte amplitude au niveau du fond marin 		

Figure 64 : Classification et description des écho-faciès de la région du canyon de Capbreton après analyses des données de sondeur de sédiments CHIRP.

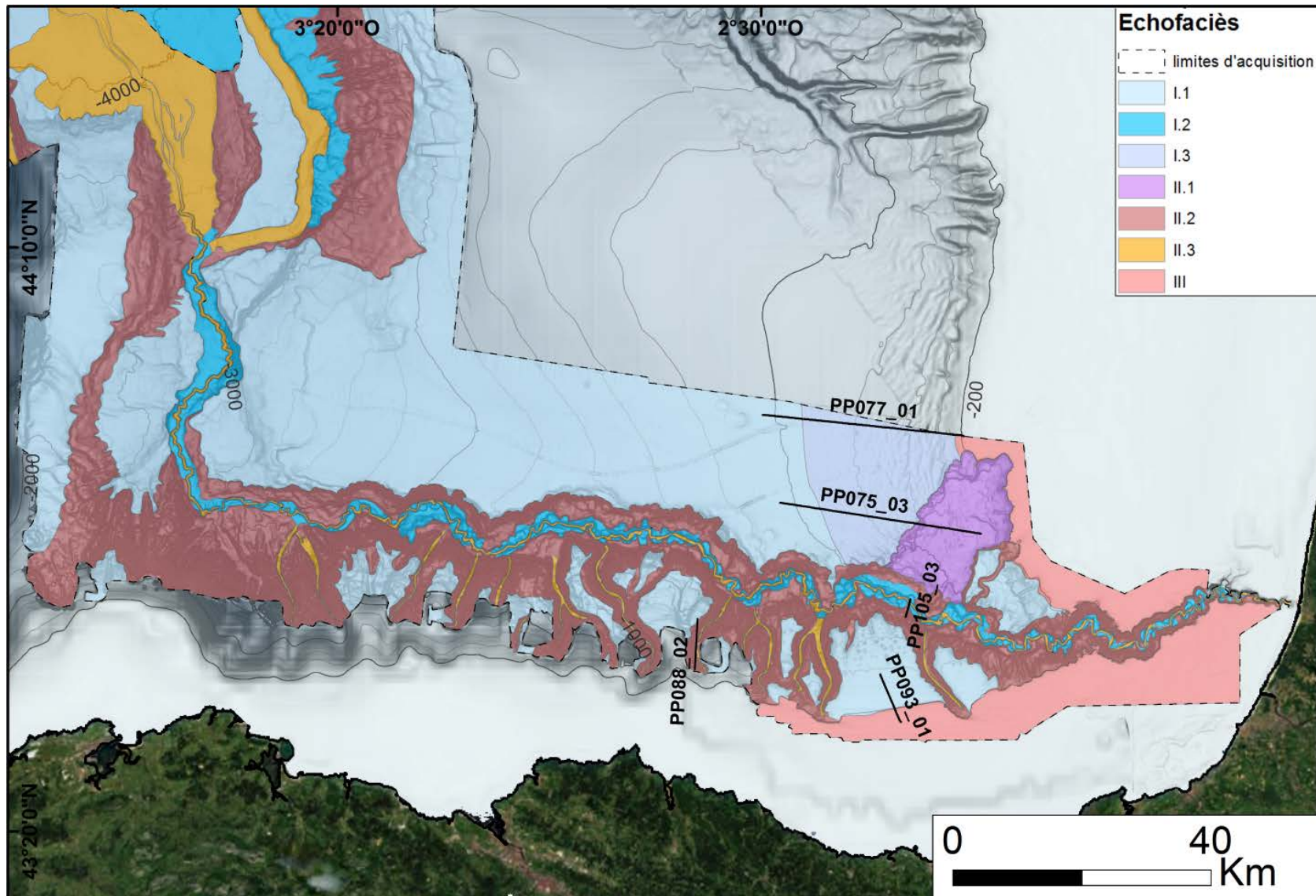


Figure 65 : Cartographie des écho-faciès de la région du canyon de Capbreton avec report des profils CHIRP présentés précédemment.

1. Le canyon de Capbreton et son prolongement, le canyon de Santander

Longeant la marge Cantabrique, et suivant l'héritage structural du front Nord-Pyrénéen, le canyon de Capbreton et son thalweg sinueux s'étendent d'Est en Ouest sur 270 km (distance curviligne) avant de brutalement s'orienter vers le Nord pour se prolonger de 75 km dans le canyon de Santander (Figure 63). Le canyon de Santander, orienté sud-nord, prend place dans une zone de transfert du front Nord-Pyrénéen (Roca *et al.*, 2011), c'est-à-dire un couloir décrochant qui perturbe le cours linéaire du front Nord-Pyrénéen (Figure 24). L'association de ces deux canyons constituent le premier élément architectural, soit le canyon sous-marin, du système turbiditique de Capbreton.

1.1. Morphologie récente du canyon de Capbreton-Santander

Les études réalisées sur la morphologie et la dynamique de la tête du canyon de Capbreton ont montré la morphologie en amphithéâtre ouvert vers la côte de cette tête nommée « gouf », le rétrécissement en un goulet étroit du gouf permettant l'initiation du thalweg de Capbreton et le remaniement continu et rapide par l'érosion des bords du gouf (Cirac *et al.*, 2001 ; Mazières *et al.*, 2014).

Afin de documenter l'évolution morphologique amont-aval du canyon de Capbreton (ou plutôt de l'ensemble canyon de Capbreton-Santander) au-delà de ce gouf, cinq coupes bathymétriques transverses aux canyons, une cartographie des terrasses bordant le thalweg et la mesure de la sinuosité du thalweg sont réalisées. A partir de ces données, l'évolution amont-aval du canyon de Capbreton est abordée selon trois éléments morphologiques : les flancs du canyon, ses terrasses et son thalweg.

Les flancs du canyon de Capbreton et ceux du canyon de Santander

Le flanc droit (en rive droite) du canyon de Capbreton correspond à la bordure sud du plateau Landais. Le rebord du plateau Landais est continu à l'exception de la présence d'une cicatrice de glissement majeure (le glissement Landais, voir plus loin dans ce chapitre). Ce rebord n'est pas rectiligne mais légèrement sinueux (sinuosité 1,2), suggérant de larges méandres (Figure 66). La rupture de pente vers le canyon est nette et la pente moyenne est raide. La pente du flanc droit est de en plus forte avec l'approfondissement du canyon, bien que la valeur de pente puisse localement baisser (comme à 90 km de la tête du canyon, par exemple), impactée par la présence de terrasses étagées (Figure 66). Enfin, le dénivelé du flanc droit est croissant avec l'approfondissement du canyon, allant de quelques centaines de mètres dans l'amont du canyon à plus de 1 000 mètres en aval (Figure 66 et Tableau 6).

Le flanc gauche (en rive gauche) du canyon de Capbreton correspond à la marge Cantabrique. Le rebord de la marge Cantabrique est incisé de nombreux canyons courts (voir plus loin dans ce chapitre). La particularité de la marge cantabrique est de présenter deux ruptures de pente : la première marque la fin du plateau continental (200 m de profondeur d'eau), la seconde l'entrée dans le canyon de Capbreton à proprement parlé, constituant ainsi son flanc gauche (Figure 39). La pente du flanc gauche varie entre 13 et 19°, bien que localement elle puisse chuter à moins de 10° lorsque de larges terrasses étagées sont développées (comme à 150 km de la tête du canyon, Figure 66). Enfin le dénivelé du flanc gauche est croissant avec l'approfondissement du canyon, allant

de quelques centaines de mètres dans l'amont du canyon à plus de 1 500 mètres en aval (Figure 66 et Tableau 6).

Les deux flancs du canyon de Capbreton ne sont donc pas parfaitement symétriques : le flanc droit est moins pentu, moins élevé mais plus continu alors que le flanc gauche a une pente moyenne plus forte, est plus long mais est recoupé par de nombreuses incisions. Malgré cette dissymétrie, ils confèrent au canyon une morphologie en V, pouvant localement s'adoucir du fait de terrasses étagées. L'ouverture du canyon est large de 5 000 m à 30 km de la tête du canyon, de près de 12 000 à 150 km de la tête (Tableau 6). La morphologie en V s'évase donc avec l'approfondissement du canyon de Capbreton (Figure 66). Sur les profils de sondeur de sédiments CHRIP, l'échofaciès des flancs du canyon est directement dépendant de cette morphologie abrupte et étroite et présente en conséquence des hyperboles de pente très larges (écho-faciès II.2 ; Figure 64 et Figure 65).

Dans le canyon de Santander, les flancs droit et gauche sont nettement moins élevés que dans le canyon de Capbreton, 510 m et 745 m respectivement, et nettement moins pentus, 2,7° et 3,4° respectivement (Figure 69). Ces faibles valeurs de pente sont dues à une morphologie particulière des flancs qui s'amortissent en de larges terrasses légèrement bombée dénommées ci-après « talus ». Ces talus confèrent une morphologie en U évasé au canyon de Santander, large de plus de 23 000 m. Ils se terminent par une rupture de pente qui amorce de petits dénivelés de 100 à 200 m de haut et d'une dizaine de degrés de pente. Ces dénivelés délimitent un « cours majeur » en forme de U au fond duquel se trouve le thalweg (Figure 67).

Le canyon de Capbreton a une morphologie étroite et profonde, le canyon de Santander une morphologie large et évasée. Ainsi, bien qu'il existe une continuité entre les deux canyons, ceux-ci présentent des morphologies bien distinctes. Ces différences traduisent l'atténuation progressive de la morphologie du canyon et de l'encaissement du thalweg.

Tableau 6 : Récapitulatif des paramètres mesurés sur les flancs des canyons de Capbreton et Santander.

	Largeur du canyon (m)	Distance à la tête de Capbreton (km)	Flanc Nord		Flanc Sud	
			Dénivelé (m)	Pente (°)	Dénivelé (m)	Pente (°)
CB-30	5008	30	645	11,8	637	18,4
CB-90	9718	90	790	9,0	1100	13,0
CB-120	9435	120	1039	11,5	1179	15,3
CB-150	11912	150	1038	20,6	1504	9,3
CBS-200	23205	200	510	2,7	745	3,4

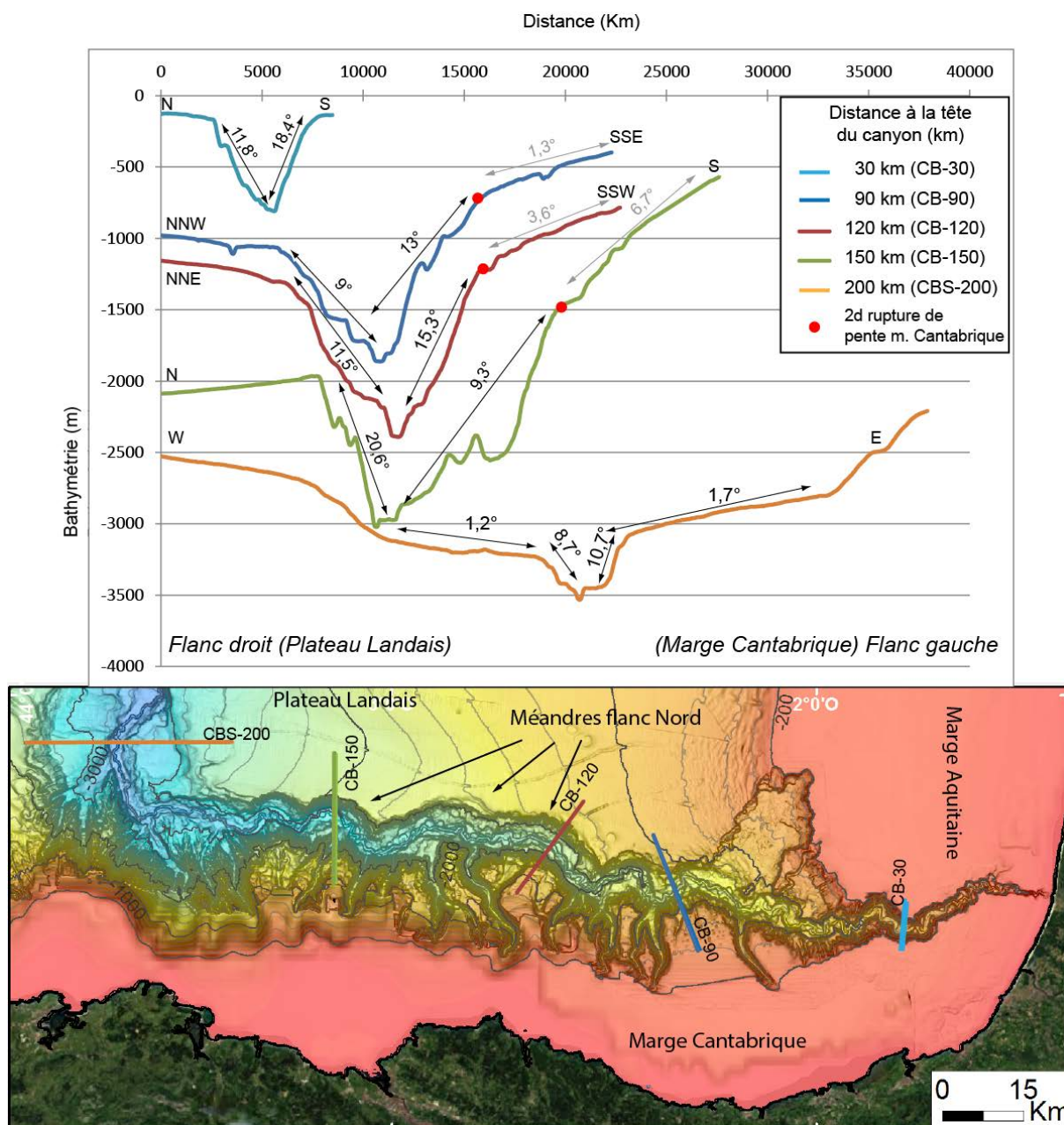


Figure 66 : Haut : Profils bathymétriques transversaux des canyons de Capbreton et Santander avec mesure de la pente des flancs droit et gauche. Bas : Carte bathymétrique avec report traits de coupe. Les coupes CB sont transverses au canyon de Capbreton, la coupe CBS à celui de Santander ; les chiffres associés représentent l'éloignement en kilomètres entre la tête du canyon de Capbreton et le trait de coupe.

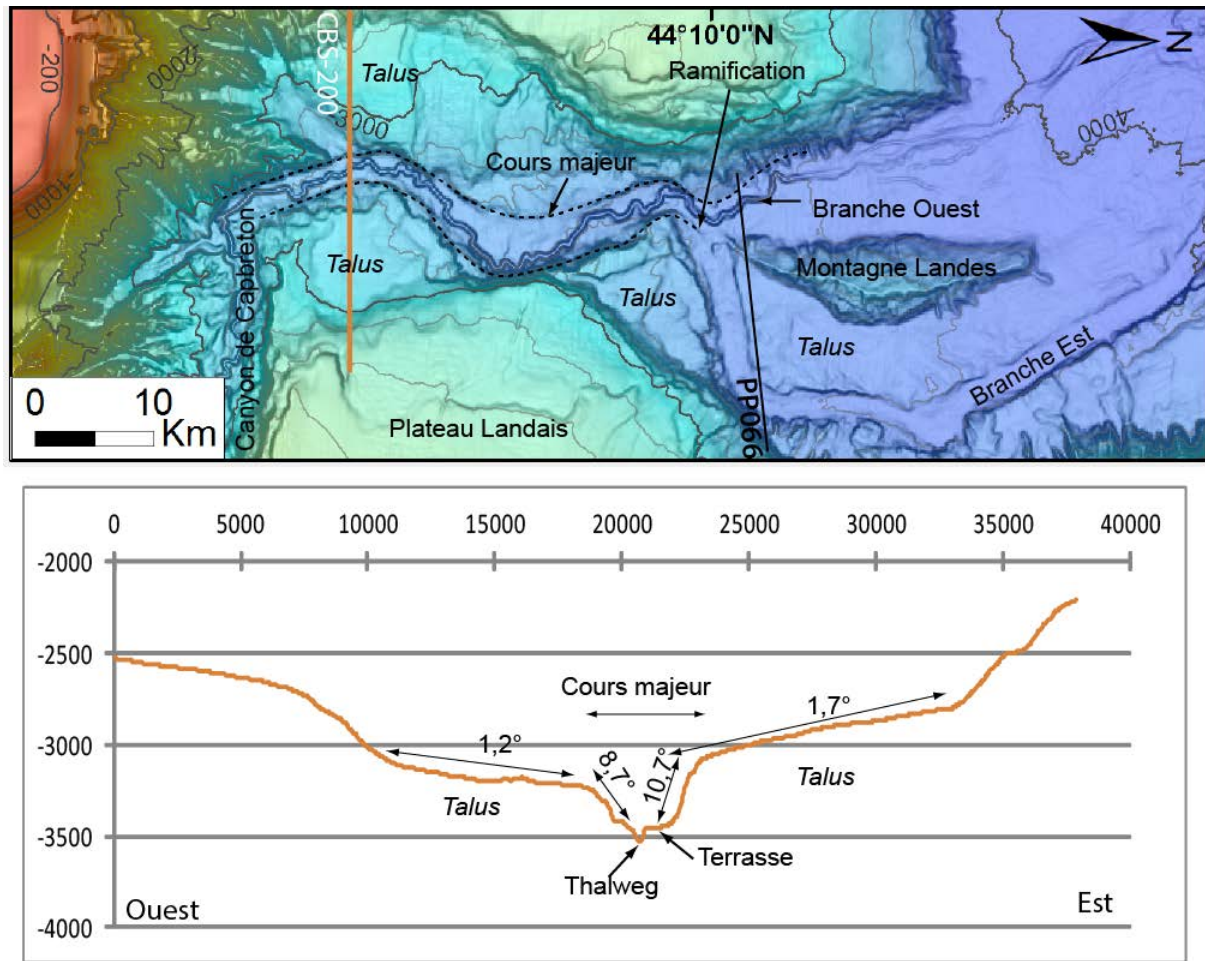


Figure 67 : Carte bathymétrique ombrée du Canyon de Santander associée à une coupe bathymétrique transversale.

Les terrasses du canyon de Capbreton et celles du canyon de Santander

Les terrasses bordant le thalweg de Capbreton apparaissent à partir de 13 km en aval du gouf de Capbreton. La topographie relativement plane des terrasses permet une meilleure pénétration du signal : les données de sondeur de sédiments présentent sur toutes les terrasses un échofaciès lité I.2 de forte amplitude (Figure 65 et Figure 66). Celui suggère des dépôts continus peu remaniés sur les terrasses. L'élévation de ces terrasses au-dessus du thalweg de Capbreton est relativement constante d'amont en aval : elles sont élevées de 10 à 200 m au-dessus du thalweg, bien qu'une dizaine de terrasses (3,3% de la totalité des terrasses cartographiées) soit située à plus de 200 m. Dans les 15 premiers kilomètres du canyon de Capbreton, des terrasses bordant le canyon ont été décrites par Gaudin *et al.* (2006). Elles ont été classées en quatre catégories selon leur morphologie et interprétées en terme de dynamique de dépôt (Gaudin *et al.*, 2006 ; Figure 68) :

- Morphologie en fer à cheval : en ovoïde tronqué possédant un petit relief témoin sur le bord tronqué, interprétée comme un méandre abandonné ;
- Morphologie hémisphérique : avec une morphologie arquée, proche du fer à cheval mais sans relief, interprétée comme des migrations latérales du thalweg,
- Morphologie allongée-arrondie : plutôt étirée et localisée à l'intérieur d'un méandre, interprétée comme des dépôts d'accrétion latéral de méandre ;

- Morphologie allongée : de morphologie étirée parallèlement au thalweg et interprétée comme des levées internes.

En se basant sur cette nomenclature, l'ensemble des terrasses du canyon de Capbreton a été cartographié. Ceci a permis de mesurer différents paramètres et d'identifier les plus caractéristiques de certaines morphologies (Tableau 7). La morphologie en fer à cheval est très peu représentée : moins d'une dizaine de terrasses présente cette caractéristique sur l'ensemble du canyon de Capbreton, rendant les statistiques sur cette morphologie peu fiables. A l'inverse, la morphologie hémisphérique est la plus largement représentée dans l'ensemble du canyon (102 terrasses hémisphériques dénombrées). Les morphologies allongée-arrondie et allongée sont présentes en quantité équivalente (77 et 86 terrasses respectivement). L'élévation des terrasses au-dessus du thalweg est un critère caractéristique : la morphologie hémisphérique est en moyenne plus élevée d'un quarantaine de mètres (114 m) en comparaison des trois autres morphologies (73-77 m). La superficie moyenne de chacune des morphologies ne semble pas être un critère discriminant en soit, bien que les terrasses allongées arrondies soient en moyenne les plus petites. Par contre, toutes morphologies confondues, l'élévation regardée en fonction de la superficie montre une distribution particulière : la majorité des terrasses faiblement élevées (<50 m d'élévation) ont de petite superficie (<250 m²).

Dans le canyon de Santander, les terrasses ne sont pas aussi individualisées que dans le canyon de Capbreton. Elles forment de longues structures planes bordant le thalweg au sein du cours majeur. Leur élévation est faible, en moyenne inférieure à 50 m au-dessus du thalweg. Ces terrasses présentent un échofaciès lité I.2 qui suggère des dépôts continus non remaniés.

Les terrasses du canyon de Capbreton diffèrent donc en termes de morphologie de celles du canyon de Santander. Cependant, l'existence d'un échofaciès commun à toutes les terrasses de l'ensemble Capbreton-Santander suggère qu'elles connaissent une dynamique sédimentaire commune.

Tableau 7 : Tableau récapitulatif des valeurs moyennes caractéristiques des terrasses du thalweg de Capbreton en fonction de leur morphologie.

	Fer à cheval	Hémisphérique	Allongée-arrondie	Allongée
Total	8	102	77	86
Surface moyenne	1,04	0,59	0,36	0,46
Élévation moyenne	73	114	73	77
Profondeur moyenne	-1628	-1807	-1856	-1968

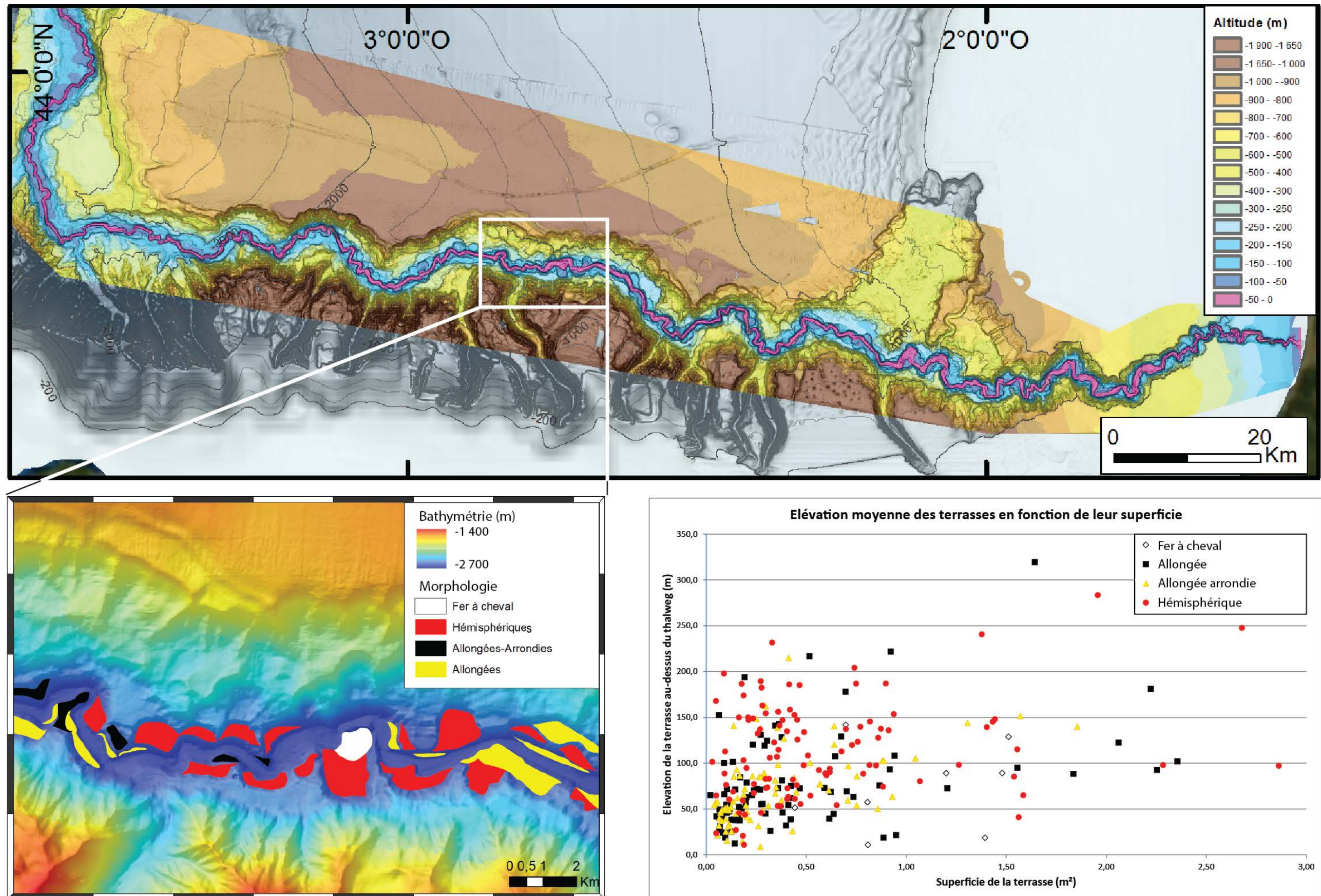


Figure 68 : Haut - Représentation en carte de l'élévation des terrasses au-dessus du thalweg de Capbreton. Bas gauche - Extrait de la cartographie des terrasses de Capbreton en fonction des 4 grandes morphologies identifiées. Bas droit - Représentation de l'ensemble des terrasses cartographiées en fonction de leur superficie et de leur élévation. Ces différents éléments montrent les caractéristiques communes des terrasses allongées et allongées-arrondies, et la particularité des terrasses hémisphériques qui sont les plus élevées en moyenne.

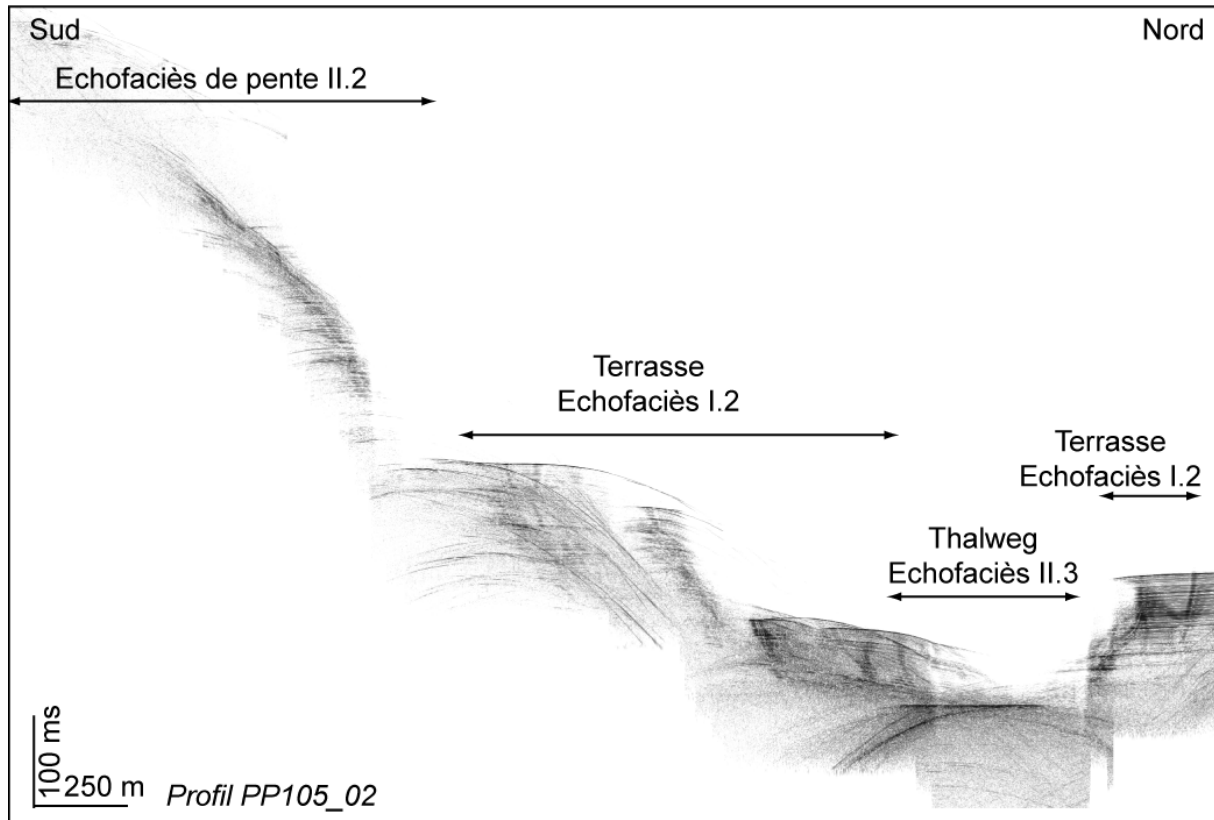


Figure 69 : Profil CHIRP au travers des terrasses et du thalweg du canyon de Capbreton. La position du profil est reportée sur la carte des écho-faciès de la région du canyon de Capbreton (Figure 65).

Le thalweg du canyon de Capbreton et son prolongement dans le canyon de Santander

Long de 345 km, le thalweg suit une pente douce qui diminue depuis la tête du canyon de Capbreton ($0,79^\circ$) jusque dans le canyon de Santander ($0,34^\circ$; Figure 70). La largeur du thalweg est relativement constante d'amont en aval (entre 200 et 400 m) dans le canyon de Capbreton et dans celui de Santander (300 m).

La mesure de la sinuosité permet de caractériser l'aspect méandrique de ce thalweg. La sinuosité correspond au rapport de la distance curviligne sur la distance linéaire entre deux points le long d'un cours méandrique. Dans le protocole d'étude du chenal du Zaïre (Babonneau, 2002), plusieurs pas de mesure sont utilisés afin d'identifier les méandres de faible et forte amplitude. Les pas de mesure sont fixés sur la distance curviligne, la distance directe est calculée pour chaque segment du thalweg. Pour l'étude du thalweg de Capbreton, la sinuosité du thalweg a été mesurée avec des pas de 2, 10 et 25 km (Figure 71). Pour chacun des pas de mesures, la sinuosité tend à décroître d'amont en aval, depuis la tête de Capbreton jusqu'à sa terminaison dans le canyon de Santander (Figure 71). Cette diminution générale de la sinuosité suit la diminution de la pente générale du thalweg. La sinuosité du thalweg de Capbreton est moyenne, comprise entre 1.25 et 1.5, avec quelques pics de forte sinuosité dans les mesures à pas de 2 km. La sinuosité mesurée par pas de 2 km reflète la présence des petits méandres du thalweg, celle par pas de 10 km la présence de méandres plus larges, montrant différentes échelles de lecture de la sinuosité. Au-delà des 150 premiers kilomètres, des augmentations significatives de la sinuosité par pas de 2 km se corrélaient aux maximums de sinuosité par pas de 10 km (Figure 71). Ceci traduit une augmentation de

la sinuosité du thalweg dans les extrados des larges méandres induits par la morphologie du flanc droit.

Lissé des petits méandres identifiées aux pas de 2 et 10 km dans le thalweg, l'axe du fond du canyon de Capbreton a une sinuosité de 1,2, identique à celle du rebord du flanc droit. Ceci est cohérent avec une remarque d'ordre morphologique : l'axe général du thalweg de Capbreton est parallèle au rebord du flanc droit du canyon.

Dans la partie canyon de Santander, la pente du thalweg continue de diminuer jusqu'à 0,34° de pente. En parallèle de cette diminution de pente, le dénivelé des flancs diminue également, comme vu précédemment : la morphologie encaissée de canyon tend à disparaître pour un passage progressif à « l'exutoire » du canyon de Santander. Cet exutoire a un fond plat et est encaissé entre les reliefs formés par le plateau Landais, la Montagne Landes et l'éperon de Santander. Il a la forme d'un cône ouvert vers l'aval. Au sein de cet exutoire, au sud de la Montagne Landes, la division du thalweg de Capbreton-Santander en une branche est et une branche ouest, qui s'étendent de part et d'autre de la montagne Landes, marque le passage du thalweg de Capbreton-Santander au chenal de Santander.

Large de 1,5 km, le chenal est-Santander présente une section en U et incise le fond marin sur une cinquantaine de mètres (Coupe E Figure 73). La rive droite de ce chenal est constituée d'une terrasse plane et continue le long du chenal. Elle s'élève de 180 m au-dessus de celui-ci. La coupe montre des perturbations ponctuelles dans la surface plane de cette terrasse : il pourrait s'agir de dépôts en masse au pied du plateau Landais. Une terrasse continue est également développée en rive gauche du chenal est Santander, au-dessus duquel elle s'élève d'une quarantaine de mètres. Cette terrasse présente une surface bombée dissymétrique, avec un flanc plus raide face au thalweg, pouvant s'apparenter à une morphologie de levée. De part et d'autre, les terrasses présentent un échofaciès I.2 lité forte amplitude, le chenal possède quant à lui un échofaciès II.3. identique à celui du thalweg de Capbreton-Santander.

Le chenal ouest-Santander présente une section en V et incise 25 m le fond marin (Figure 72E). Le chenal est étroit (1 km) et est bordé par de larges terrasses (jusqu'à 7 km de large). Dès 10 km après son initiation, le chenal ouest-Santander se ramifie en plusieurs courtes branches. La rive droite de ce chenal, ou plutôt de l'ensemble de petits chenaux, est constituée d'une terrasse large et plane. La rive gauche est bordée d'une terrasse également plane mais étroite (Figure 72). La particularité de ces deux terrasses est qu'elles ne présentent pas un échofaciès différent de celui du chenal, tous apparaissant dans un échofaciès hyperbolique II.3.

Les différences dans la répartition des échofaciès dans les branche est- et ouest-Santander implique très probablement une différence de dynamique sédimentaire de part et d'autre de la Montagne Landes. De plus, il existe une différence d'altitude entre les chenaux est- et ouest-Santander de 65 m, le chenal ouest étant le plus bas. Cette différence de bathymétrie devrait théoriquement concentrer les écoulements turbiditiques dans la branche ouest-Santander. Ceci impacterait la dynamique sédimentaire et pourrait donc partiellement expliquer les différences identifiées dans la répartition des échofaciès.

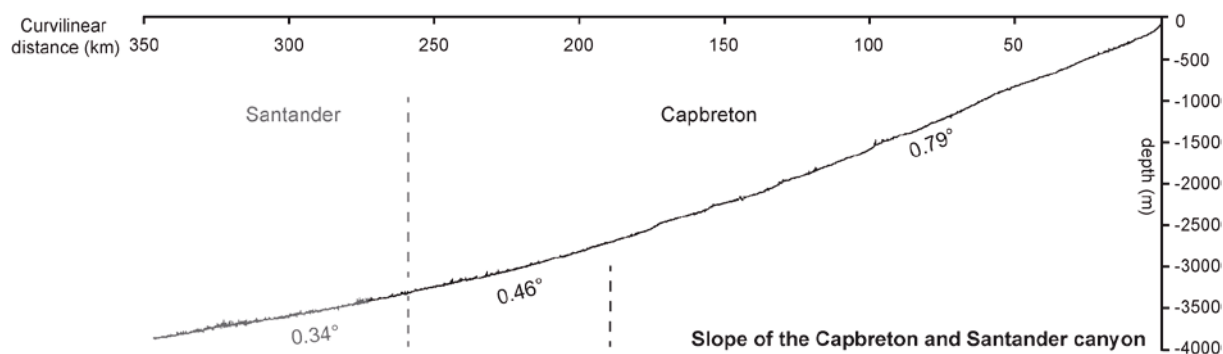


Figure 70 : Profil bathymétrique du thalweg du canyon de Capbreton.

Figure 71 : Etude de la sinuosité du thalweg de Capbreton-Santander selon 3 résolutions différentes (pas de 2 km, 10 km, 25 km).

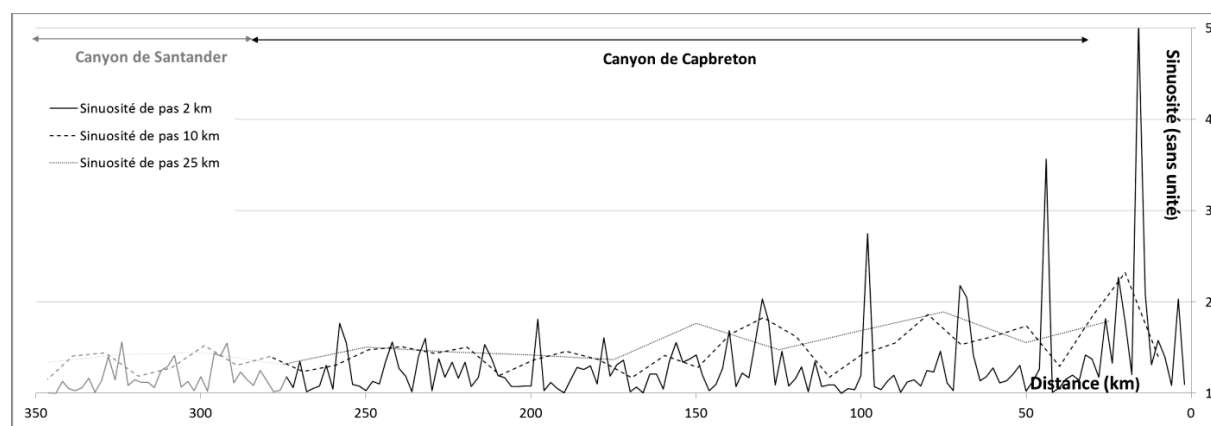


Figure 72 : coupe bathymétriques transverses à la terminaison du système turbiditique de Capbreton-Santander et de Torrelavega.

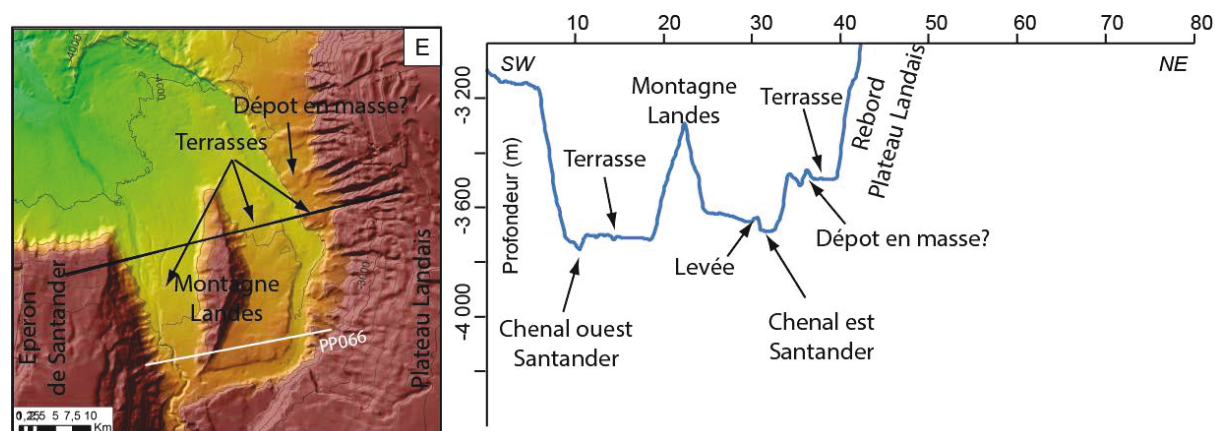


Figure 73 : Coupe bathymétriques transverses à la terminaison du système turbiditique de Capbreton-Santander

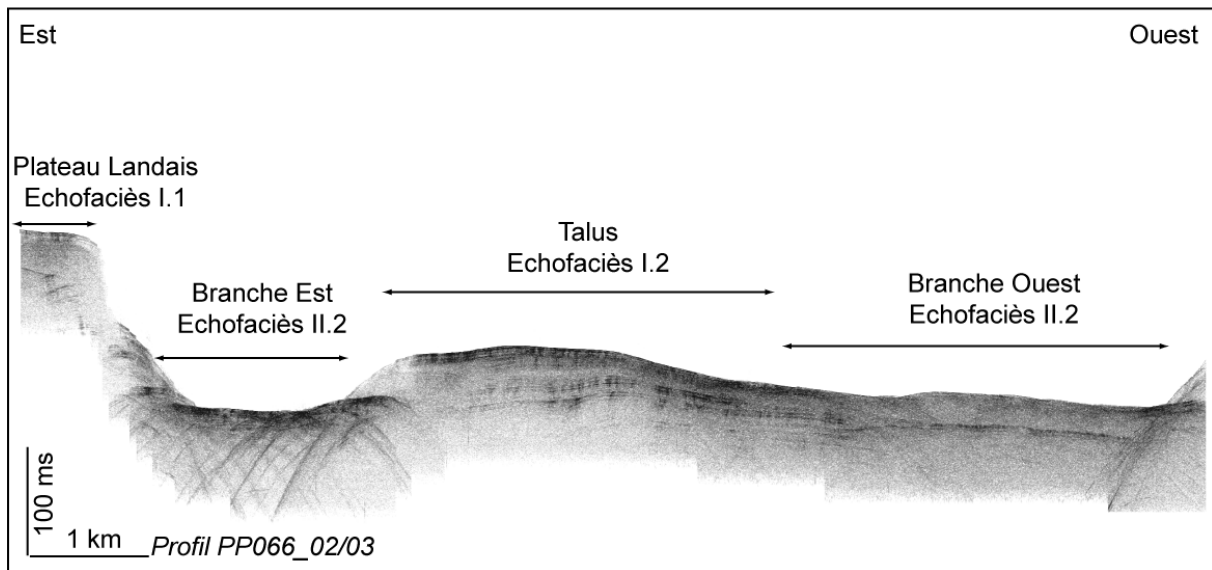


Figure 74 : Profil sondeur de sédiment au travers du canyon de Santander.

1.2. Carottes

Afin de réaliser une étude comparée de l'évolution amont-aval de la dynamique sédimentaire au sein du système turbiditique de Capbreton, l'étude des sédiments superficiels s'effectue en trois sites distincts. Une première série de carottes, regroupées sous le nom de "transect amont", a été prélevée à une douzaine de kilomètres de la tête de canyon. Une seconde série regroupe les carottes du "transect aval" à près de 80 kilomètres de distance de la tête du canyon. Enfin, un troisième site de prélèvement a été défini dans le canyon de Santander, à près de 250 km de la tête du canyon de Capbreton. Ces prélèvements in situ sont couplés aux données de sondeur de sédiments CHIRP, permettant ainsi une calibration des différents échofaciès. Cette calibration devrait permettre d'étendre à l'échelle du système turbiditique de Capbreton les observations concernant la dynamique sédimentaire faites localement.

1.2.1. Le transect amont

Le transect amont est composé de 3 carottes réparties comme suit : la carotte PP10-11 est prélevée au sein même du thalweg, la carotte PP10-09 est prélevée sur une terrasse allongée en rive gauche élevée de 34 m au-dessus du thalweg, enfin la carotte PP10-10 est prélevée sur une terrasse allongée en rive droite élevée de 18 m au-dessus du thalweg (Figure 75). Cette dernière carotte a de plus la particularité d'être située au même point de prélèvement que la carotte d'interface K qui a permis à Mulder *et al.* (2001) d'identifier une séquence turbiditique mise en place lors de la tempête Martin de décembre 1999.

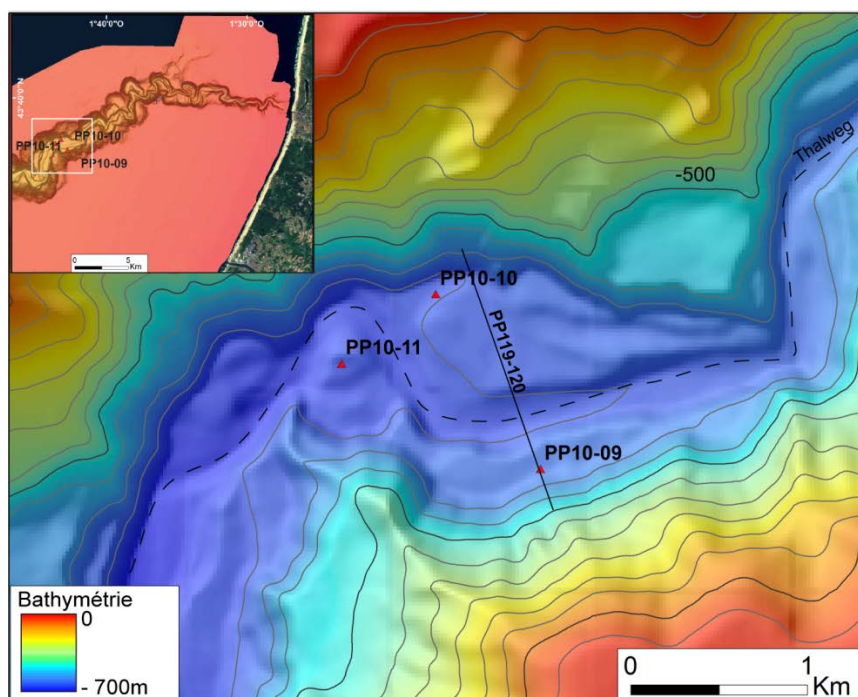


Figure 75 : Carte bathymétrique avec localisation des trois carottes du "transect amont", prélevées dans le canyon à une douzaine de kilomètres de la tête.

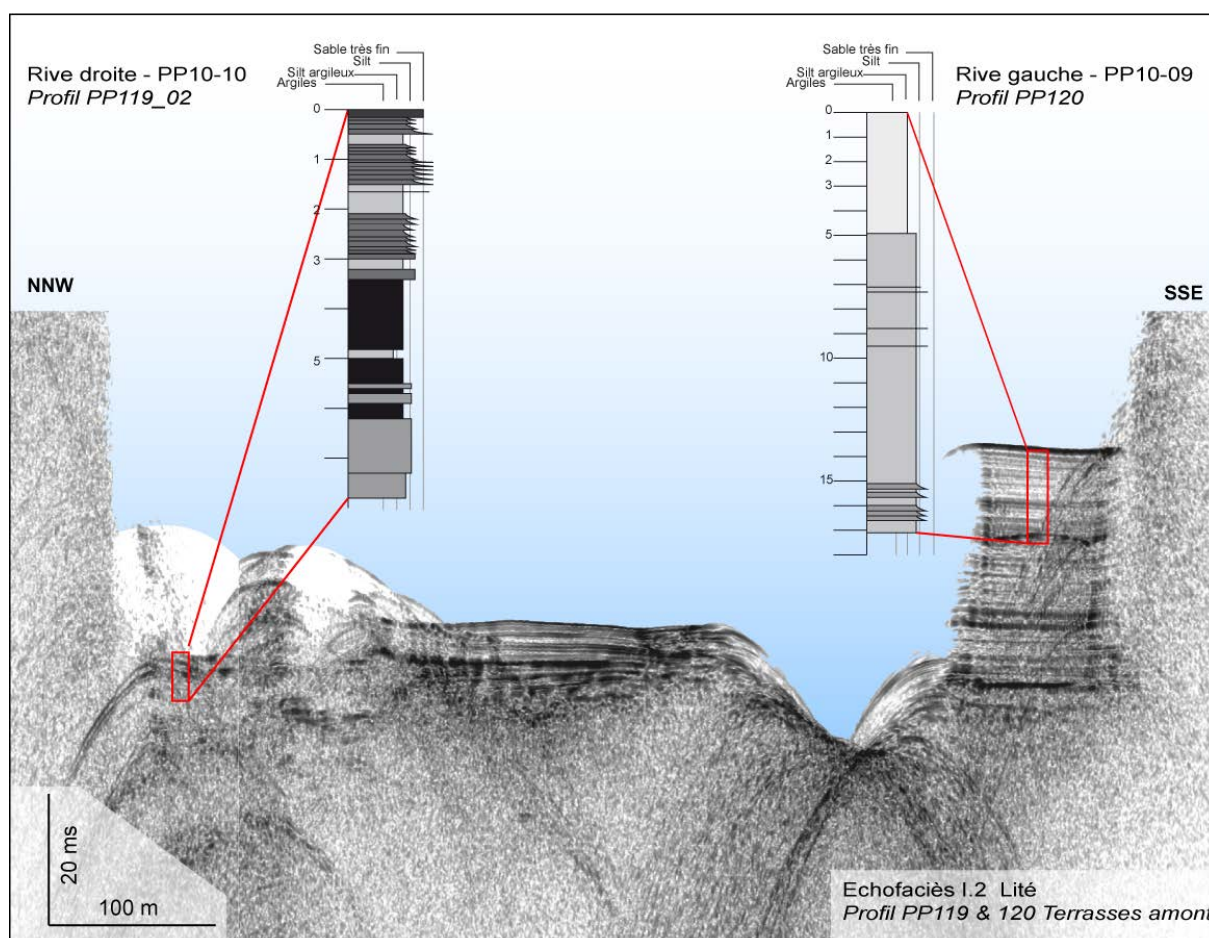


Figure 76 : Calibration de l'écho-faciès I.2 par les carottes du transect amont. Pour la carotte PP10-10, le passage du faciès turbiditique au faciès de débrite a pu être corrélé à un réflecteur sous-jacent. Pour la carotte PP10-09, la diminution de l'amplitude du signal de la base vers le sommet de la carotte traduit une granodécroissance des dépôts.

La carotte PP10-09

La carotte PP10-09 est composée de dépôts silto-argileux très bioturbés (Figure 77). Cette bioturbation perturbe l'analyse de la géométrie et de la structure des dépôts. Seuls quelques niveaux éparses, à lamines horizontales et d'une dizaine de centimètres en moyenne sont préservés (Figure 77). L'analyse granulométrique est réalisée sur les 17 m de la carotte de façon systématique tous les 5 cm. La granulométrie est utilisée sous une représentation cartographique : pour chaque échantillon (en ordonnées), le pourcentage de sédiments par fractions granulométriques (57 fractions granulométriques mesurées entre 0 et 300 μm par échantillon) est représenté selon un spectre colorimétrique (Figure 77). Sur l'ensemble des prélèvements de la carotte PP10-09, les dix fractions granulométriques mesurées entre 4 et 16 μm représentent chacune 4 à 6 % des prélèvements. Ceci montre un mode principal argilo-silteux de la carotte. Du sommet de la carotte à 700 cm, le tri granulométrique est bon, les silts-argileux dominant. Entre 700 et 1 500 m, les fractions comprises entre 63 et 250 μm (10 classes granulométriques mesurées) ont des hausses ponctuelles à plus de 2%, indiquant des niveaux enrichis en silts et/ou sables très fins. Entre 1 500 cm et la base de la carotte, ce mode principal est plus diffus, avec des fractions supérieures à 16 μm plus représentées. Ceci correspond aux séquences pluridécimétriques identifiées en rX, à base érosive enrichie en silt et à granoclassement normal, interprétées comme des turbidites fines. Ces observations indiquent une tendance générale à la granodécroissance des dépôts sur la terrasse. Cette tendance se lit également sur le profil de sondeur de sédiment CHIRP (Figure 76) où elle se traduit par une diminution de l'amplitude des réflecteurs, depuis la base de la carotte vers son sommet (exception faite du réflecteur de la surface du fond marin).

Tableau 8 : Dates radiocarbone effectuées sur la carotte PP10-09.

Carottes	Prof. (cm)	Age radiocarbone non corrigé de l'âge réservoir (14C ka BP)	Age calendaire (cal. yr. BP)	Matériel	Référence laboratoire	Origine
PP10-09	210	5200	5563 \pm 30	Bulk foram. Pl.	SacA 29435	Cette étude
PP10-09	595	3015	2777 \pm 30	Bulk foram. Pl.	SacA 29585	Cette étude
PP10-09	1090	4615	4831 \pm 30	Bulk foram. Pl.	SacA 29586	Cette étude
PP10-09	1610	5390	5772 \pm 30	Bulk foram. Pl.	SacA 29587	Cette étude

La carotte PP10-09 est la seule du transect à avoir fait l'objet de datation ^{14}C . Quatre dates ont été obtenues à 210, 595, 1090 et 1610 cm. La date obtenue à 210 cm est incohérente avec les autres dates et n'est donc pas prise en compte pour la réalisation du modèle d'âge. Ce dernier est établi par interpolation linéaire à partir des trois dates conservées (Figure 78). Il montre un ralentissement du taux de sédimentation au cours du temps.

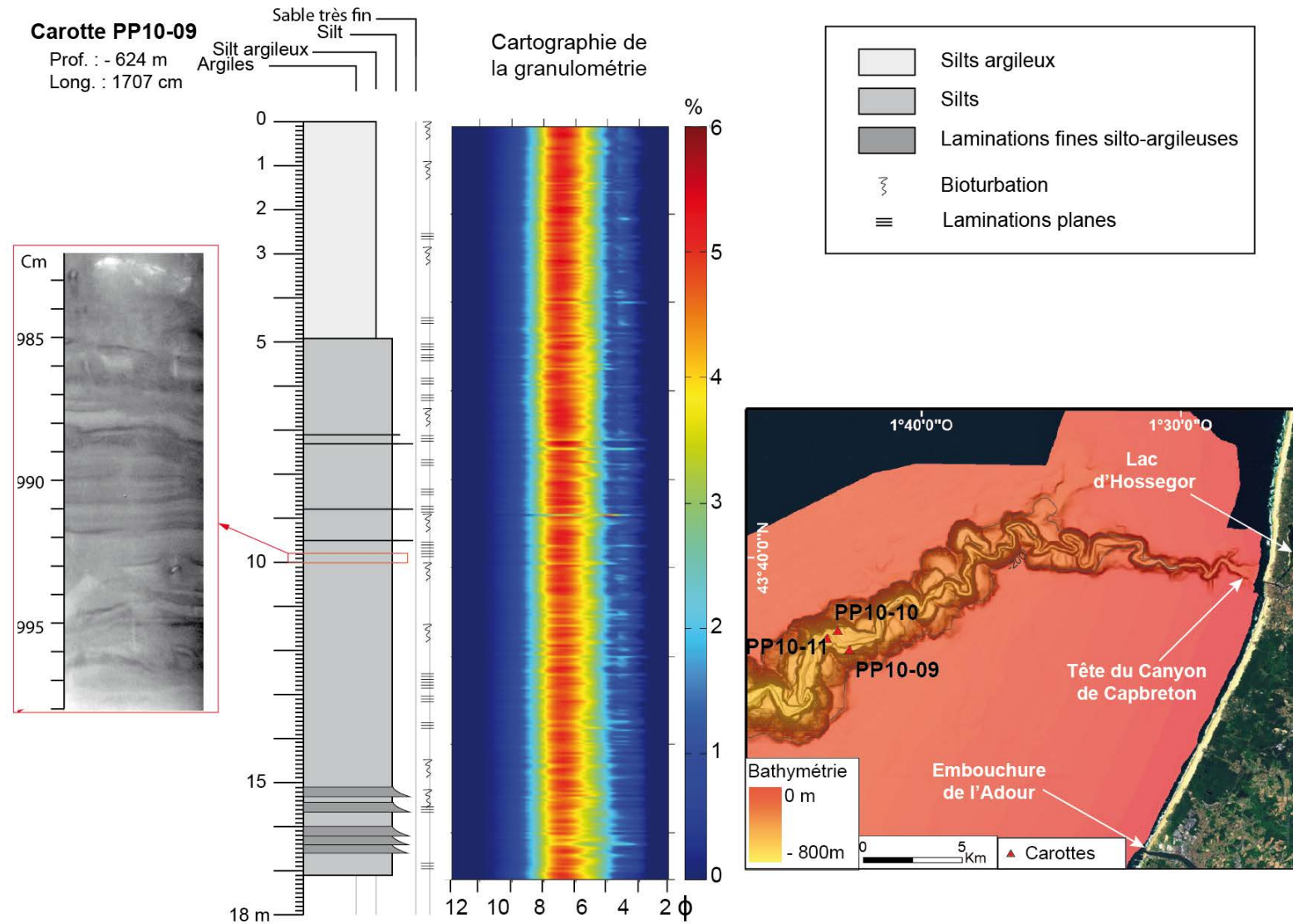


Figure 77 : Lithologie de la carotte PP10-09.

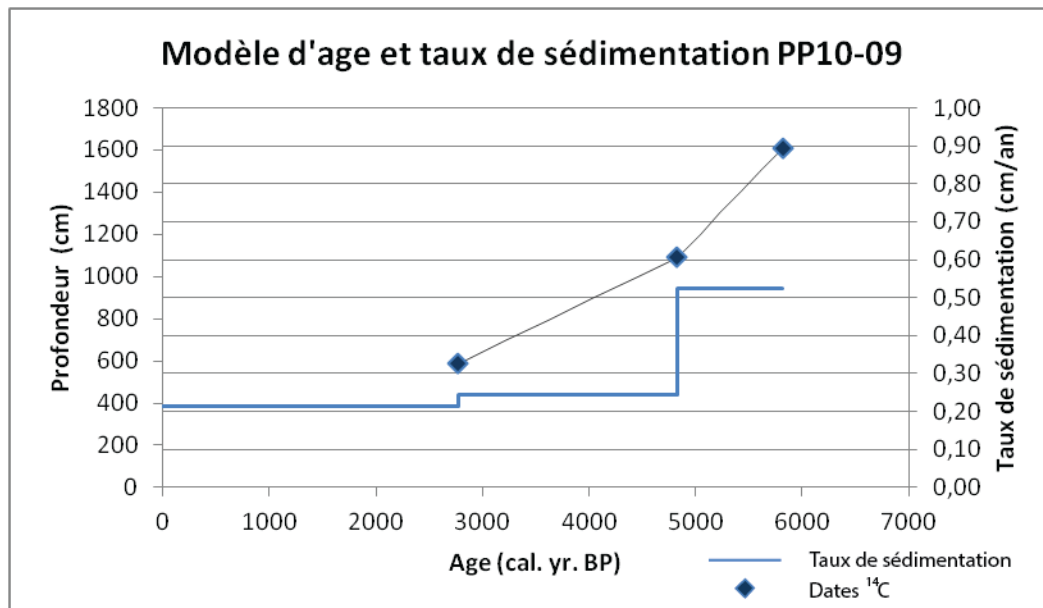


Figure 78 : Modèle d'âge de la carotte PP10-09 basé sur 3 dates ^{14}C .

Carotte PP10-10

La carotte PP10-10 présente une grande variabilité de faciès (Figure 79). Au sommet de la carotte, les 12 premiers cm présentent un faciès de sables homogènes fins à très fins. Puis, jusqu'à 340 cm, la carotte est constituée d'une succession de séquences à base érosive et à granoclassement normal, parfois entrecoupée de passées argileuses plus homogènes (Figure 79). Ces séquences ont les mêmes caractéristiques que celle décrite dans la carotte interface K par Mulder *et al.* (2001) : clastes centimétriques en base de séquence et préservation de l'ensemble de la séquence de Bouma (termes Ta à Te exprimés, Figure 79). De 340 cm à 620 cm, la carotte PP10-10 se caractérise par un faciès à clastes argileux sub-arrondis pluricentimétriques à décimétriques. Ces clastes apparaissent denses en radiographie rX, suggérant des sédiments plus compactés (Figure 79). Quelques passées plus argileuses sont identifiables dans ce faciès et présentent des lamines planes. Ces intervalles argileux suggèrent une succession de plusieurs événements de type débrite séparés par des périodes de décantation plus calme. Trois à quatre événements sont identifiés dans la carotte, de plus en plus épais vers le sommet de la carotte. Enfin, 160 cm de faciès silto-argileux composent la base de la carotte. La bioturbation y est faible, laissant observer de fines lamines planes.

La carotte PP10-10 est ainsi constituée de dépôts issus d'écoulements gravitaires en masse de type débrite dans sa partie basale et d'écoulements gravitaires de type turbidites dans sa partie sommitale. Sur le profil de sondeur de sédiment CHIRP, quelques réflecteurs lités subcontinus sont identifiables juste sous la surface, correspondant aux séquences turbiditiques, mais la pénétration du signal se détériore rapidement, certainement en raison du faciès de débrite. La proximité du flanc du canyon peut expliquer les dépôts en masse, les flancs du canyon étant sujet à de nombreux glissements de faible grandeur (Gaudin *et al.*, 2006, Mazières *et al.*, 2014).

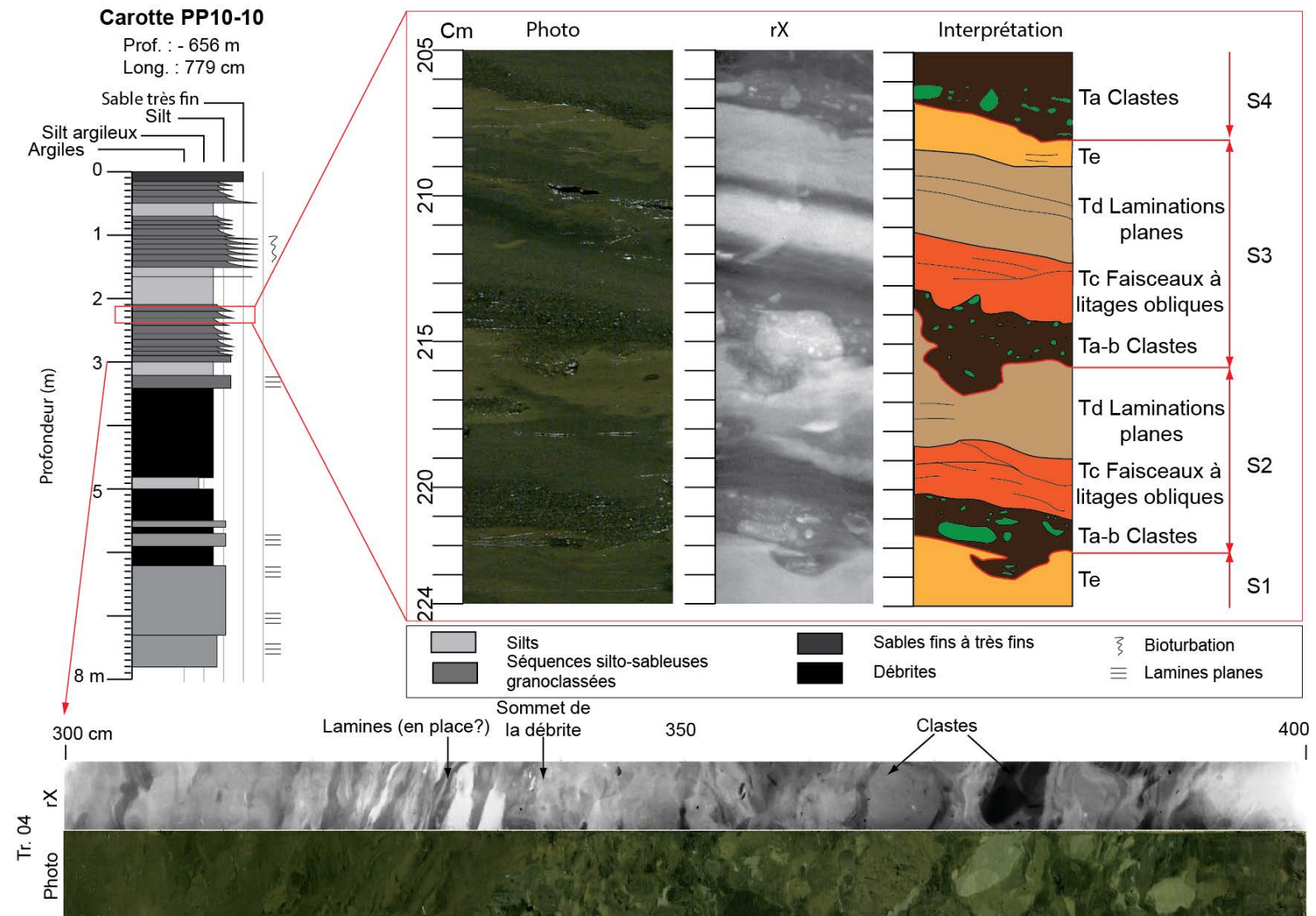


Figure 79 : Lithologie de la carotte PP10-10 avec un zoom sur les séquences turbiditiques et une illustration du faciès de débrite. Remarque : le terme Tb des séquences de Bouma est relativement mal exprimé.

La carotte PP10-11

La carotte PP10-11 est très courte (60 cm ; Figure 80). Les 30 premiers cm au sommet de la carotte sont constitués de sables homogènes fins à très fins. Les sédiments apparaissent avoir été remaniés lors du prélèvement : ce sommet sableux est probablement issu de remaniement de sable plus profond ramené en surface. De 30 cm à la base de la carotte, les structures ont été perturbées lors du prélèvement. Il est toutefois possible d'y identifier trois séquences (en place ?) à base érosive et à granoclassement normal (Figure 80). La radiographie rX révèle la présence de clastes à la base de ces séquences. Ces clastes sont centimétriques, de nature argileuse et de forme arrondie. La séquence a la même structure que celle des séquences de la carotte PP10-10. Leur aspect sombre en radiographie rX suggère des sédiments compactés. Ces séquences correspondent à des turbidites à base grossière.

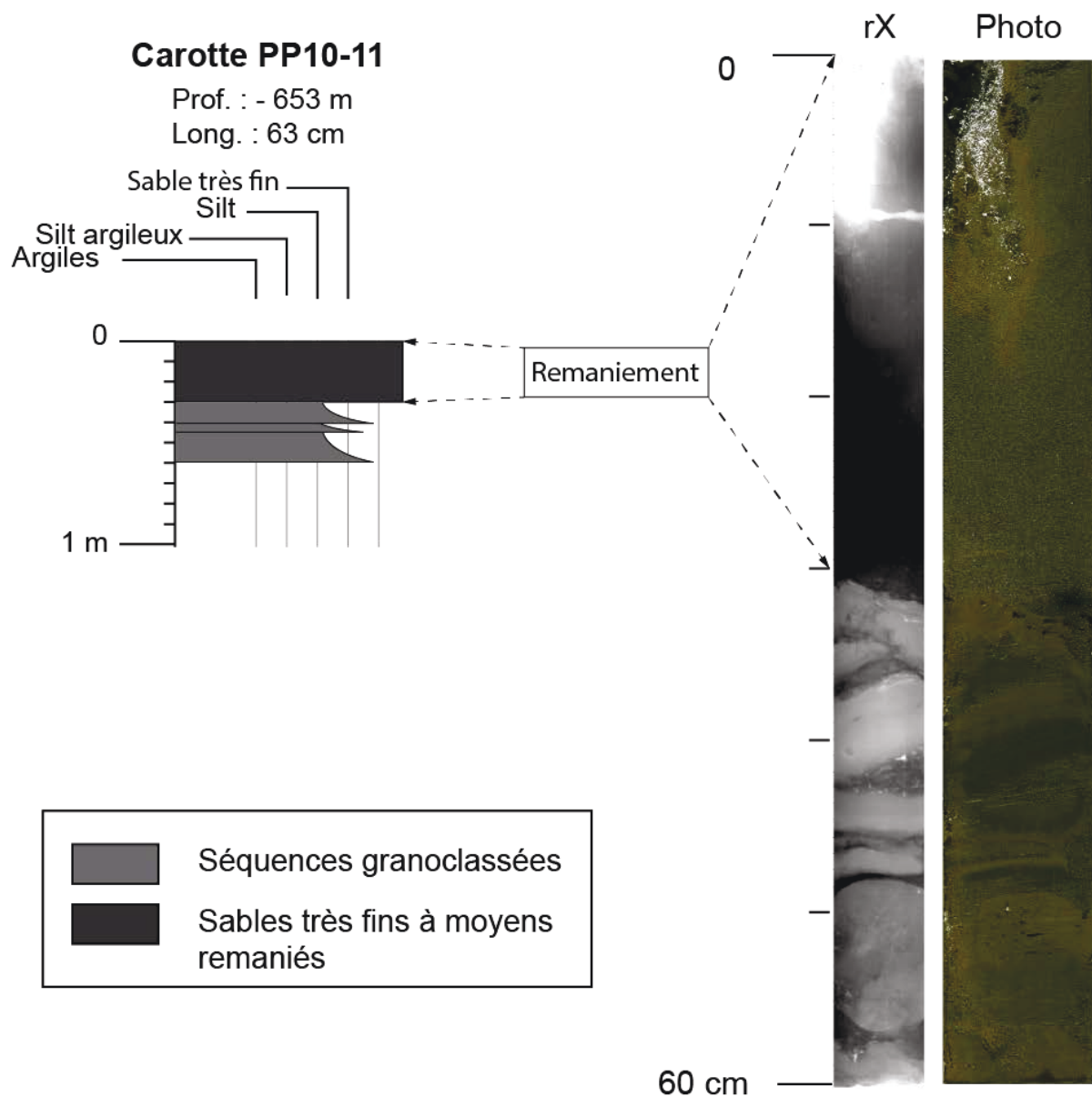


Figure 80 : Lithologie de la carotte PP10-11.

Bilan : Interprétation du transect amont

Les trois carottes du transect amont présentent une grande variabilité de faciès. La carotte PP10-09, prélevée sur une terrasse allongée, enregistre des dépôts argilo-sableux. La présence de séquences turbiditiques à la base de la carotte, la grano-décroissance des dépôts sur l'ensemble de la carotte et les taux de sédimentation en diminution suggèrent que la dynamique sédimentaire de la terrasse est fortement **dépendante de son élévation progressive**. En effet, l'élévation progressive de la terrasse au-dessus du thalweg entraîne une réduction des apports grossiers lors du passage des panaches turbides, dont la base concentrée demeure confinée dans la partie inférieure du canyon de Capbreton. Egalement sur une terrasse allongée, la carotte PP10-10 enregistre des dépôts liés aux glissements le long du flanc du canyon, scellés par la suite par la mise en place de dépôts turbiditiques. Le remaniement fort des sédiments dans la carotte PP10-11 rend difficile son interprétation.

Une hypothèse pour expliquer les différences de faciès sédimentaires entre les deux carottes PP10-09 et PP10-10 serait d'attribuer ces changements de faciès à la migration du thalweg et de ses méandres. Une autre hypothèse est d'attribuer les différents de faciès sédimentaires rencontrés de part et d'autre du thalweg à la différence d'altitude entre les deux terrasses où ont lieux les prélèvements (Δ de 14 m). La hauteur, encore faible, de la terrasse en rive gauche expliquerait l'absence d'évolution grano-décroissante. De plus, les faciès turbiditiques apparaissent de part et d'autre du thalweg à des **élévations comparables** : en rive droite, il compose le sommet de la carotte, *i.e.* correspond aux dépôts élevés de 15 à 18 m au-dessus du thalweg, en rive gauche, il compose la base de la carotte, *i.e.* correspond aux dépôts élevés de 17 à 19 m au-dessus du thalweg.

Ces deux carottes sont prélevées sur des terrasses de morphologie allongée : ce type de terrasse se construit selon Gaudin (2006) par débordement des écoulements turbiditiques, telle une **levée interne confinée** au plus près du thalweg. Les prélèvements réalisés sur ces terrasses corroborent cette hypothèse de dynamique d'édification des terrasses de type allongée.

La démonstration d'une dynamique sédimentaire dépendante de l'élévation progressive des terrasses, l'apparition de faciès sédimentaires semblables à des hauteurs équivalentes de part et d'autre du thalweg et des terrasses interprétées comme des levées confinées sont autant d'éléments suggérant qu'un **forçage auto-cyclique** s'exerce sur l'enregistrement sédimentaire dans l'amont du canyon de Capbreton.

1.2.2. Le transect aval

Le transect aval est constitué de 4 carottes prélevées à 80 km de la tête du canyon selon une direction perpendiculaire au cours du thalweg (Figure 81) : la carotte PP10-08 est prélevée dans le cœur du thalweg à 1 683 m de profondeur, les carottes PP10-06 et PP10-05 sont prélevées sur des terrasses hémisphériques en rive gauche à respectivement 1 625 et 1 579 m de profondeur, et enfin la carotte PP10-07 est prélevée sur une terrasse allongée en rive droite à 1 472 m de profondeur (Figure 81). Ce transect permet donc d'étudier la nature des dépôts sur des terrasses étagées, d'altitude variable par rapport au thalweg (75 m pour la PP10-06, 125 m pour la PP10-05 et 225 m pour la PP10-07). Ces carottes sont au centre d'une publication parue à Marine Geology (Brocheray *et al.*, 2014, proposée dans son intégralité à la fin de cette partie) : la présentation des carottes ci-après se concentre sur les faciès sédimentaires, le détail des modèles d'âge est quant à lui disponible dans la note.

La carotte PP10-08 au cœur du thalweg

Au cœur du thalweg, la carotte PP10-08 a seulement prélevé les 48 premiers centimètres de la couverture sédimentaire. De la base au sommet, les sédiments prélevés présentent une évolution depuis des sables jaunâtres vers des sables grisâtres (Figure 83). La nature même de ces sédiments explique donc la faible longueur du prélèvement. L'analyse granulométrique montre un granoclassement normal des sédiments, depuis des sables moyens à la base vers des sables fins au sommet (Figure 83). Cette évolution pourrait cependant être due à un remaniement du sédiment au cours du prélèvement puisque des figures de liquéfaction sont observées, une mise en suspension puis de la décantation dans le tube du carottier pouvant tout à fait expliquer le granoclassement observé.

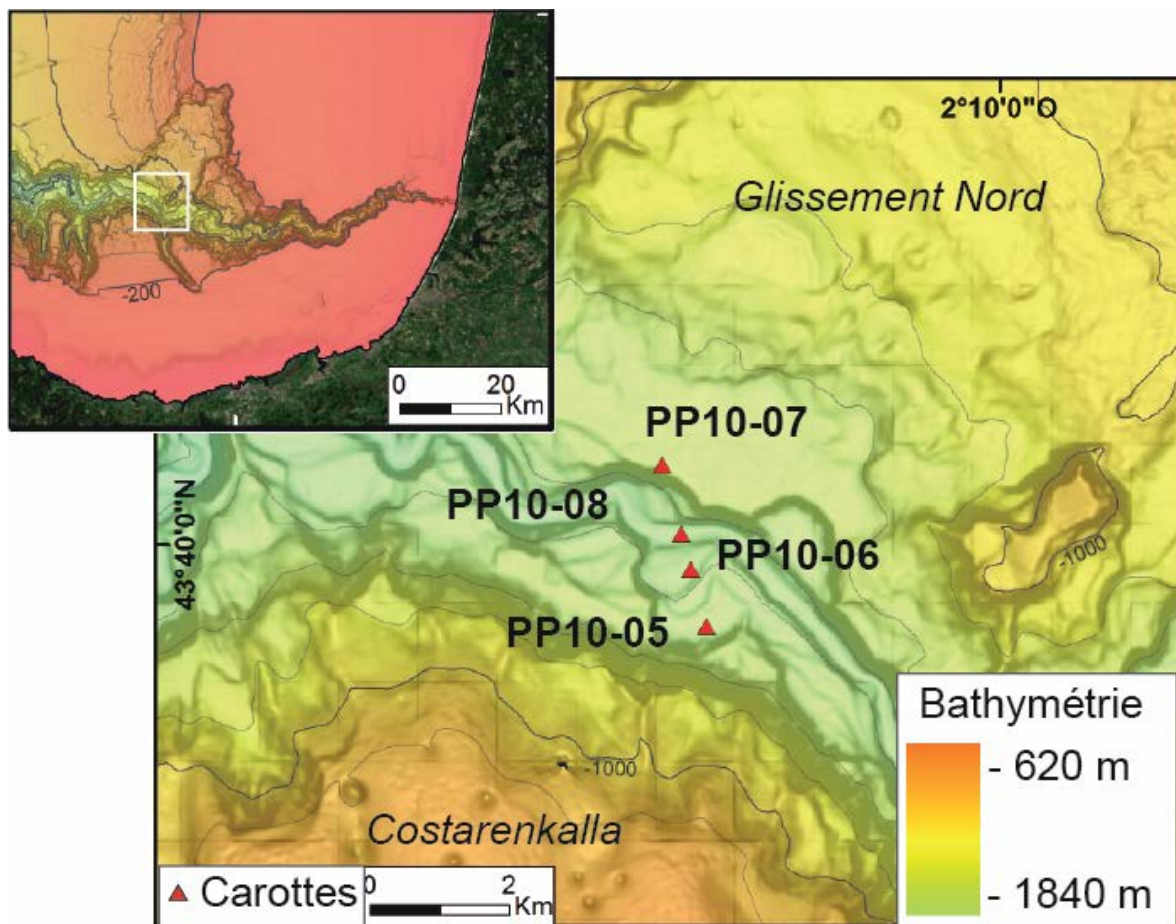


Figure 81 : carte bathymétrique avec répartition des carottes du transect aval et positionnement du profil CHIRP PP104 (Figure 82).

Les carottes PP10-05 et -06 sur les terrasses basses

Les carottes PP10-06 et PP10-05 présentent sur l'ensemble de leur longueur un faciès à litage horizontal souligné par des variations de couleurs depuis des teintes grises soutenues vers des teintes plus olivâtres (Figure 83). Ces structures apparaissent à la radiographie RX comme ayant des bases denses (sombres) qui évoluent progressivement vers des sommets moins denses (Figure 84 et Figure 85). Le contact entre ces séquences est net et érosif. L'analyse en lames minces (figure 6 de la

note 1) et les analyses granulométriques réalisées dans ces séquences ont révélé leur nature argilo-silteuse granodécroissante. Ces séquences sont interprétées comme les termes Td-e de séquences turbiditiques. Outre des paillettes de micas, les bases de séquences sont composées essentiellement de grains de quartz bien triés. Il faut noter l'absence totale de faune benthique ou planctonique en base de séquence. L'absence de bioturbation sur l'ensemble de la carotte ainsi que la rareté des foraminifères planctoniques au sommet des séquences suggèrent une arrivée récurrente des courants de turbidités. La corrélation des carottes PP10-05 et PP10-06 montre que ce faciès turbiditique s'associe aux plus fortes amplitudes de l'écho-faciès I.2 sur les terrasses basses et intermédiaires (Figure 82).

Les carottes PP10-06 et PP10-05 ont été soumises à des mesures de plomb en excès dont les résultats ont été comparés à une carotte interface KI 32 (Schmidt *et al.*, 2009) prélevée six kilomètres en amont dans le canyon de Capbreton. Les analyses au $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ ont permis d'estimer un âge indirect pour la carotte PP10-06 à 1900 AD à 300 cm, soit un taux de sédimentation moyen de 3,0 cm/an. Ce taux de sédimentation permet d'estimer la base de la carotte à 575 ans. Pour la carotte PP10-05, le plomb en excès n'est plus mesurable dès 89 cm, niveau daté indirectement à 1910 AD. Le taux de sédimentation moyen est de 1,2 cm/an. Deux dates ^{14}C sont également réalisées sur la carotte PP10-05 la datant à 496 ± 30 cal. yr. BP à 334 cm et à 811 ± 30 cal. yr. BP à 641 cm. Les deux méthodes de datations sont cohérentes et permettent d'estimer la base de la carotte autour de 2012 cal. yr. BP.

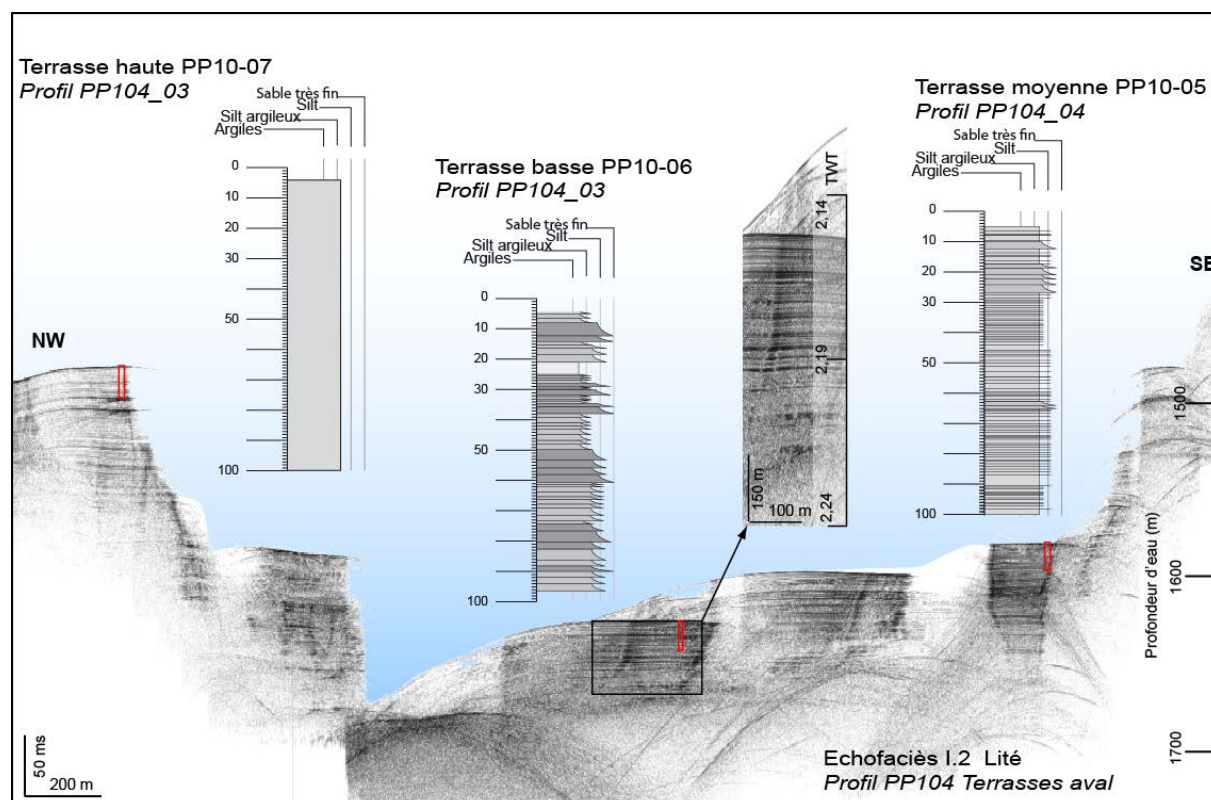


Figure 82 : Calibration de l'écho-faciès I.2 par les carottes du transect aval.

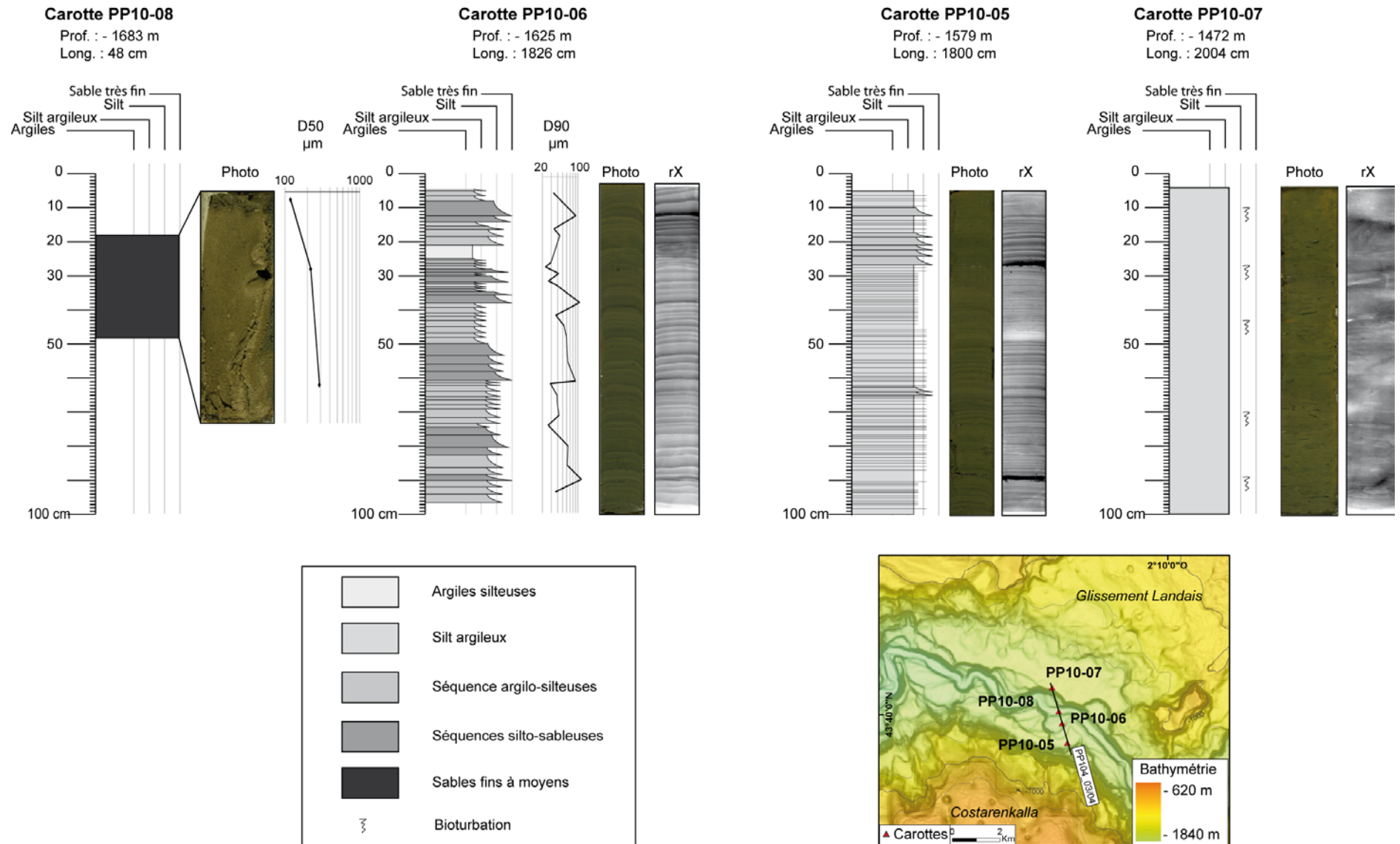


Figure 83 : Lithologie comparée du premier mètre des carottes du transect aval.

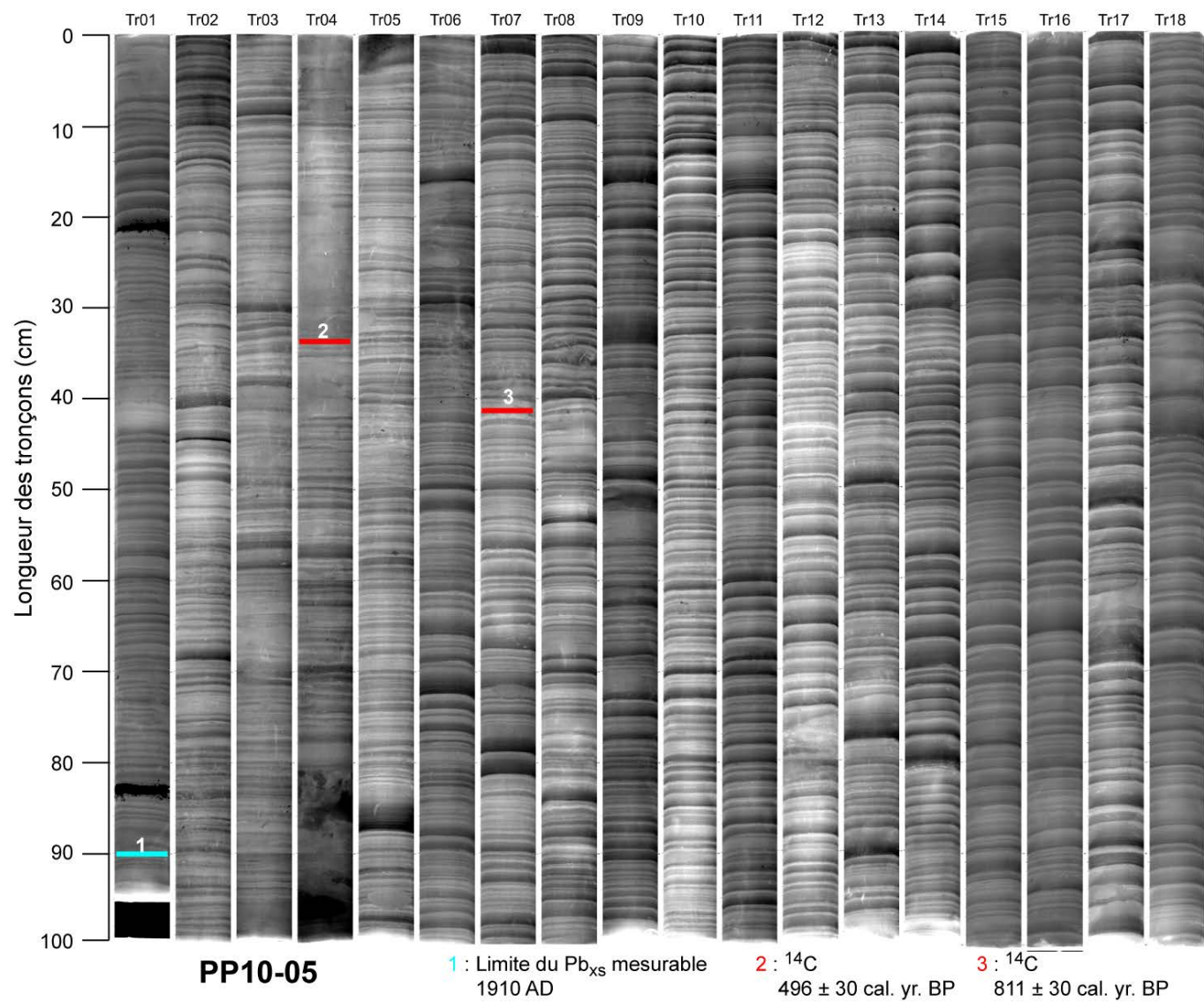


Figure 84 : rX de la carotte PP10-05.

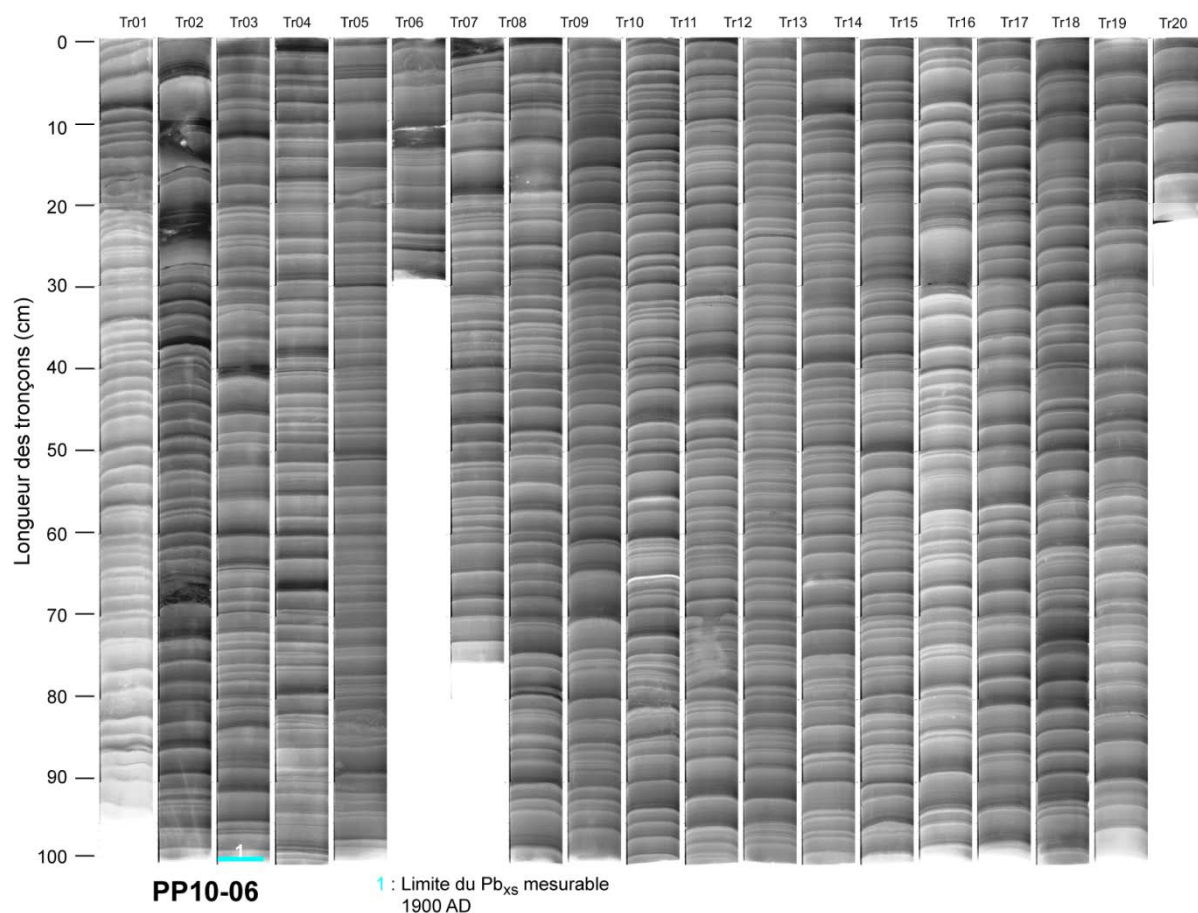


Figure 85 : rX de la carotte PP10-06.

La carotte PP10-07 sur la terrasse haute

La carotte PP10-07 présente un faciès homogène sur l'ensemble des 2 004 cm de sédiments qui la composent (Figure 83). Ce faciès se caractérise par des argiles gris-vertes très fortement bioturbées, ce qui suggère un dépôt par décantation lente. Les analyses granulométriques montrent une très légère tendance à la granodécroissance : la moitié inférieure de la carotte a une médiane de taille de grain à 7,4 μm , la moitié supérieure à 6,2 μm . La granularité quasi-constante (analyses granulométriques réalisées avec un pas de 5 cm) et un rapport Ti/Ca stable sur toute la longueur attestent d'une sédimentation continue. Dans la moitié supérieure de la carotte (0-1 000 cm), l'absence de structure sédimentaire et la très forte bioturbation permettent d'interpréter le faciès sédimentaire comme des argiles de décantation. Dans la moitié inférieure de la carotte (1 000-2 004 cm), les mêmes argiles de décantation sont entrecoupées très ponctuellement par des lamines planes (lamines totalement absentes dans la moitié supérieure). Les modélisations numériques d'écoulements turbiditiques dans le canyon de Capbreton ont montré (Salles *et al*, 2009) que le panache turbide des écoulements ne dépasse théoriquement pas les 180 m de hauteur. La présence rare de ces lamines puis leur disparition totale sont interprétées comme l'enregistrement sédimentaire de ce seuil théorique.

La carotte PP10-07 est prélevée sur une terrasse haute où l'écho-faciès lité I.2 est d'amplitude moyenne (Figure 82). Pour un échofaciès identique, l'amplitude du signal est moins forte sur la terrasse haute que sur les terrasses basses. Ce changement d'amplitude du signal traduirait la

nature plus fine des dépôts, liés à une décantation du panache des écoulements turbiditiques ou des nuages néphéloïdes (eux-mêmes alimentés par les panaches turbides).

Le modèle d'âge de la carotte PP10-07 est réalisé à partir de huit datations ^{14}C et d'un polynôme de régression linéaire de degré 5 (Figure 86). La carotte PP10-07 est longue de 2004 cm. La dernière date est réalisée à 1980 cm et indique un âge de $10\,462 \pm 30$ cal. yr. BP. (Figure 86), ce qui indique que la carotte couvre presque l'ensemble des dépôts holocènes dans le canyon de Capbreton, et ce de façon continue, sans interruption. Le taux de sédimentation moyen sur la carotte est de 0,24 cm/an.

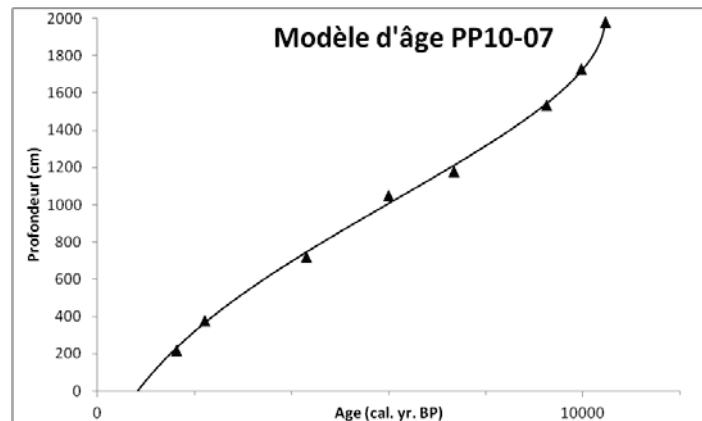


Figure 86 : Modèle d'âge de la carotte PP10-07 à partir de 8 dates ^{14}C .

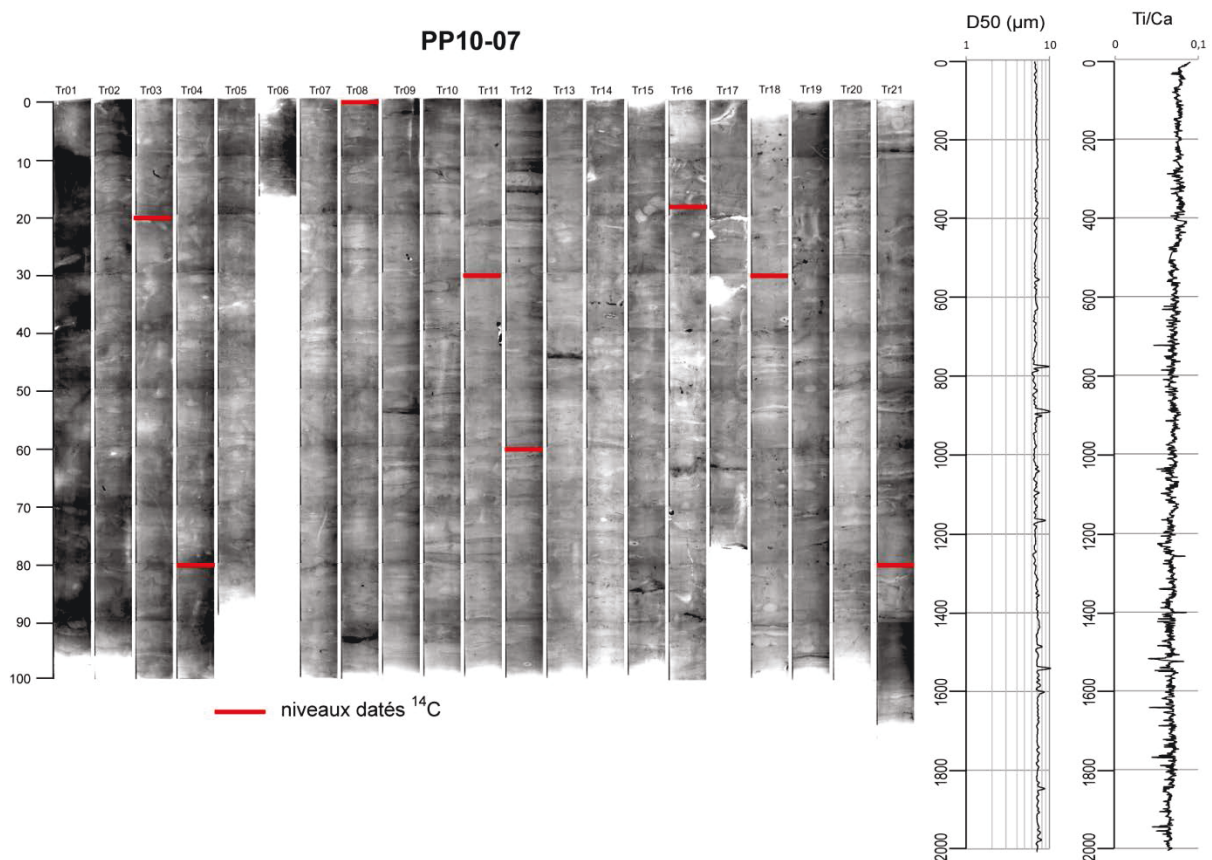


Figure 87 : rX, granulométrie et ti/Ca de la carotte PP10-07.

Bilan : Interprétation du transect aval

L'analyse des trois carottes du transect aval a permis de montrer l'activité sédimentaire récente du canyon de Capbreton. Plus que simplement actif, le canyon de Capbreton enregistre une activité turbiditique haute fréquence au cours de l'Holocène. Ces résultats ont fait l'objet d'**une publication à Marine Geology : 2000 years of frequent turbidite activity in the Capbreton canyon (Bay of Biscay ; Brocheray et al., 2014)**. Les principales conclusions de cette publication sont résumées ci-après puis, l'intégralité de la publication est proposée.

Trois faciès distincts sont identifiés dans les carottes du transect aval. Ces trois faciès représentent chacun une dynamique sédimentaire particulière. Les dépôts sableux de la carotte PP10-08 prélevés dans l'axe du thalweg montrent l'activité sédimentaire récente du canyon de Capbreton. Les dépôts turbiditiques enregistrés par les carottes PP10-05 et PP10-06 montrent quant à eux une fréquence d'un **évènement turbiditique par an**. En comparaison de la fréquence d'un évènement tous les 10 ans proposée dans l'amont du canyon (Mulder et al., 2001b), et en cohérence avec les modélisations numériques des courants de turbidités dans le canyon de Capbreton (Salles et al., 2008), ces résultats suggèrent une **meilleure préservation des sédiments au cœur qu'en amont du canyon de Capbreton**. Par ailleurs, ces résultats apportent un nouvel éclairage quant à l'impact de la déconnexion de la tête du canyon de Capbreton de sa source, le fleuve Adour : les sédiments postérieurs à cette déconnexion n'enregistrent pas de différence dans la fréquence des évènements turbiditiques, mais plutôt une diminution de la proportion en carbonates de ces évènements.

Enfin, les carottes PP10-05 et PP10-06 sont toutes prélevées sur des terrasses hémisphériques. Cette morphologie de terrasses est interprétée par Gaudin et al. (2006) comme le résultat de la migration du thalweg. Hors, l'analyse de ces carottes a permis de définir les terrasses et leurs dépôts associés comme des **levées internes confinées**. Il semble donc que si la morphologie des terrasses hémisphériques peut être initiée par la migration du thalweg, la trace de cette migration ne se retrouve pas dans l'enregistrement sédimentaire superficiel. De plus, l'évolution strato-et grano-décroissante des dépôts de la terrasse moyenne est interprétée comme dépendante de l'élévation progressive de cette terrasse. Cette même raison est invoquée pour expliquer la disparition des enregistrements turbiditiques de la terrasse haute, disparition qui coïncide avec le seuil limite proposé par Salles et al. (2008) pour la hauteur maximale pouvant être atteinte par les courants de turbidité dans le canyon de Capbreton. Ces éléments semblent indiquer un **forçage auto-cyclique** de la dynamique sédimentaire des terrasses au cœur du canyon de Capbreton.

NOTE 1 : 2000 years of frequent turbidite activity in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay)

Les résultats d'analyses des carottes du transect amont ont fait l'objet d'une publication à Marine Geology qui est proposée ci-après dans son intégralité. Cette publication est centrée sur l'enregistrement haute fréquence d'évènements turbiditiques dans le canyon de Capbreton au cours des derniers 2 000 ans. Un modèle de la dynamique sédimentaire des terrasses y est proposé et discuté au regard, notamment, de la déconnexion du canyon de Capbreton de sa source, le fleuve Adour, suite au déplacement de son embouchure quinze kilomètres plus au Sud.



2000 years of frequent turbidite activity in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay)

S. Brocheray^{*}, M. Cremer, S. Zaragosi, S. Schmidt, F. Eynaud, L. Rossignol, H. Gillet

Université de Bordeaux, EPOC, UMR 5805, 33400 Talence, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 14 January 2013

Received in revised form 4 November 2013

Accepted 12 November 2013

Available online 20 November 2013

Communicated by D.J.W. Piper

Keywords:

Bay of Biscay

Capbreton canyon

Holocene

Turbidite system

Sedimentary record

ABSTRACT

Capbreton Canyon extends from 200 m water depth near the Aquitanian coast to 3000 m water depth before abruptly turning northward and merging with the Cap-Ferret systems. The Capbreton Canyon has been disconnected from the Adour River input since 1310 AD. Despite this situation, modern sedimentary activity is evident in the first kilometres from the head. Present sedimentation in the Capbreton Canyon was studied by combined analysis of acoustic data and cores. Cores from the topographic highs document moderate hemipelagic sedimentation and record the global climatic signal of the Bay of Biscay. Within the canyon, at ± 80 km from the head, on terraces bordering the thalweg at 1600 m water depth, cores attest to recent turbidite activity. Massive medium sand is restricted to the thalweg floor, where sediment transfer dominates. Fine-grained turbidites are preferentially accumulated on the shallower terraces near the thalweg (the accumulation rate is 3 and 1 cm/year at 75 m and 125 m above the thalweg, respectively). On a higher terrace (225 m), turbidite sequences are absent or too thin to be preserved from bioturbation. The sedimentation rate is lower (approximately 0.17 cm/year) but still 10 times higher than the hemipelagic sedimentation outside the Capbreton Canyon. We demonstrate that frequent turbidity currents (1/year) are currently responsible for very high accumulation of dominantly fine-grained sediments on the terraces that are the nearest from the thalweg. We assume an impact of nepheloid layers on the sedimentation of the highest terraces. Looking for any impact on sediment supply of the disconnection of the Capbreton Canyon head from the Adour River mouth, it appears that the impact on the sedimentation affected the nature of the particles, which are less carbonate-rich, rather than the quantity of sediments. This result suggests that the longshore drift at the canyon head and hydrodynamic events are major factors in the sedimentation of Capbreton Canyon.

© 2013 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Submarine canyons are narrow but deep submarine valleys. They are major geological feature of passive continental margins because they deeply sculpt the margins' morphology. The most important factor in the development of submarine canyons is their erosion (Shepard, 1981). Numerous studies have been interested in submarine canyon morphology (Cremer, 1983; Babonneau et al., 2002; Puig et al., 2003; Popescu et al., 2004; Harris and Whiteway, 2011) and sediment supply (Toucanne et al., 2008; Biscara et al., 2011). Canyons have long been considered as by-passing areas for the transport of large amounts of sediments from the shelf to the deep-sea. Recently, studies have focussed on the modern (<2000 year ago) deposits and the sedimentary processes inside submarine canyons (Michels et al., 2003; Arzola et al., 2008; Masson et al., 2011; Migeon et al., 2012), such as internal waves, nepheloid layers, and dynamic deposition by turbulent surges

due to earthquake or storms. This paper presents a high-resolution study of submarine canyons processes.

By its position in the Bay of Biscay close to the shoreline, crossed by longshore drift along the Aquitanian coast, and in front of an old river mouth from which it was disconnected by human activity, Capbreton Canyon is a very suitable place to study the impact of the sediment input on the sedimentary architecture in deep submarine canyons. The studied dataset attempts to more deeply understand the architecture of the terraces because as the whole Capbreton Canyon is surveyed at fine scale for the first time. 4 long piston cores were collected 65 km from the head of the canyon. The core sites are located on a transect that crosses 5 terraces and the thalweg and are coupled with subbottom profiler data and Penfeld penetrometer measurements. By analysis of their distance from the canyon head and their height above the thalweg floor, this paper focuses on the sedimentary processes acting for the construction of these terraces. The canyon is a trap for Holocene sediments: this study attempts to demonstrate how the Holocene sedimentation rate evolves along the canyon. The recent activity of the canyon will be discussed to depict the possible change in sedimentation because of the disconnection of the canyon from the Adour River.

^{*} Corresponding author. Tel.: +33 540002997.

E-mail address: s.brocheray@epoc.u-bordeaux1.fr (S. Brocheray).

2. Regional setting

2.1. The Bay of Biscay

The Bay of Biscay is a deep (5000 m water depth) basin that opens westward to the Atlantic Ocean. It is bounded on the north by the wide Celtic and Armorican margins. These margins are incised by numerous quite short (50 to 200 km) straight to slightly sinuous canyons that are themselves organised in seven submarine drainage basins. Several previous studies demonstrated that the main canyons (Whittard, Shamrock, Blackmud and Audierne) and their associated drainage basins converge to form the Celtic and Armorican deep-sea turbidite systems (Zaragosi et al., 2001b; Auffret et al., 2002; Bourillet et al., 2006) (Fig. 1). These systems have been controlled by the Manche paleoriver discharges related to the British-Irish and Fennoscandinavian ice-sheets glacial meltwater supply during the last sea-level low-stands and early sea-level rise (Zaragosi et al., 2001a,b; Auffret et al., 2002; Bourillet et al., 2006; Toucanne et al., 2008).

The south of the Bay of Biscay is dominated by the N–S trending Aquitanian margin, which is constituted by a sedimentary prism that progrades basin-ward over the Landes Plateau (Bellec and Cirac, 2010), and the E–W-trending narrow (<20 km) Cantabrian margin, which prolongs the tectonic structures of the Pyrenees. Located at the boundaries of these provinces, two main canyons contribute to the construction of a single elongated deep-sea turbidite system, the “Cap-Ferret system” (Fig. 1). Cap-Ferret Canyon is a wide depression that

opens off a 60-km wide shelf and drains a network of 10 smaller canyons. Capbreton Canyon is a deep and narrow E–W incision that begins at the shoreline and deepens regularly over 270 km down to the junction at 3400 m water-depth with the S–N-directed Santander Canyon before merging 75 km farther away with Cap-Ferret Canyon (Fig. 2A).

2.2. The Capbreton Canyon

2.2.1. History of the Capbreton study

The relief of the Capbreton Canyon has been known since the 1960's with the help of the bathymetric survey of Berthois and Brenot (1962) in the Bay of Biscay and of the detailed map of the S.H.O.M. (1967). The Capbreton Canyon is one of the deepest in the world; it reaches up to 3000 m water depth at 133 km from the canyon head (Shepard and Dill, 1966). It deeply incises the continental shelf and runs along the north coast of Spain, following a constant slope of 1.7% (Fig. 2). The head of the canyon is only 250 m from the coast at a water depth of 30 m. Then, the canyon follows a sinuous pathway for more than 300 km (curvilinear distance) before curving abruptly northward and merging with Santander Canyon.

Schoeffler (1965) was the first to support the prevailing impact of tectonics on the overall morphology of the Capbreton, which was consequently described as a tectonic scar that has not been sealed since the Early Eocene. Since then, several studies support this idea: resulting from the opening of the Bay of Biscay and of the formation of the Pyrenees, normal faults (Deregnacourt and Boillot, 1982), salt diapirism

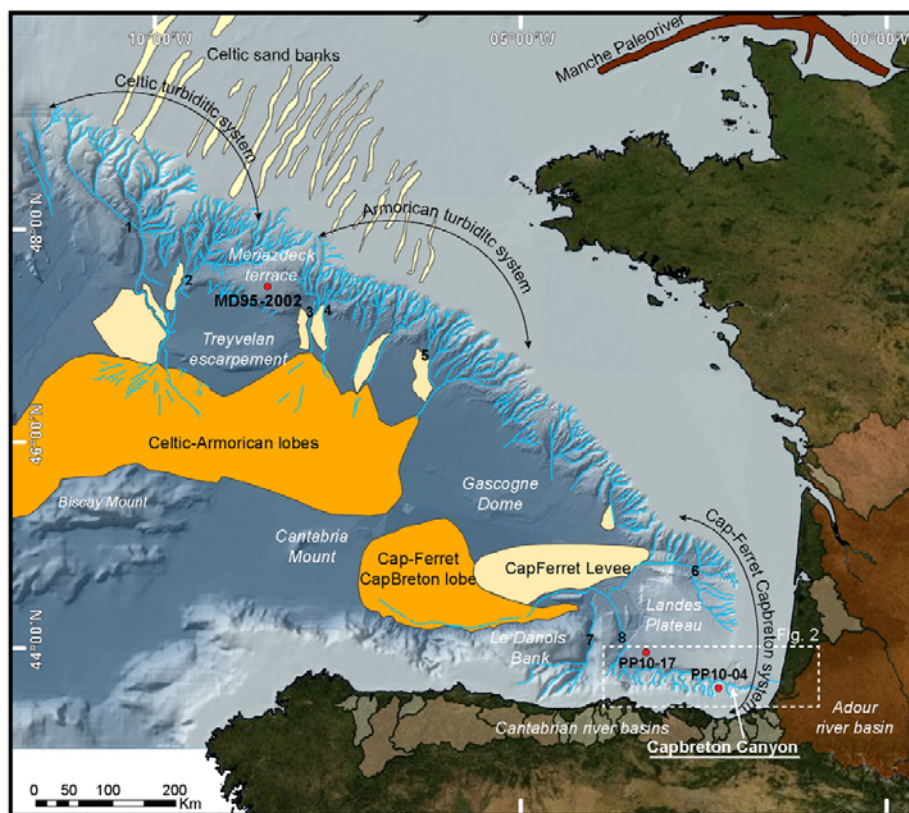


Fig. 1. Shaded bathymetry of the Bay of Biscay that shows the localisation of the margins and associated canyons: 1: Whittard, 2: Shamrock, 3: Blackmud, 4: Guilder, 5: Audierne, 6: Cap-Ferret, 7: Capbreton, and 8: Santander. The Celtic and Armorican systems meet in adjacent lobes in the north, and the Cap-Ferret and Capbreton systems meet in one lobe with an associated levee in the south. Three cores of the study are shown: PP10-17 and PP10-04 from the SARGASS cruise and the stratigraphic reference MD95-2002. The shaded bathymetry combines data from the new SARGASS cruise (July 2010) and from the following former cruises: ITSAS (Bordeaux 1 University), SEDIFAN, SEAFER and ZEE IFREMER.

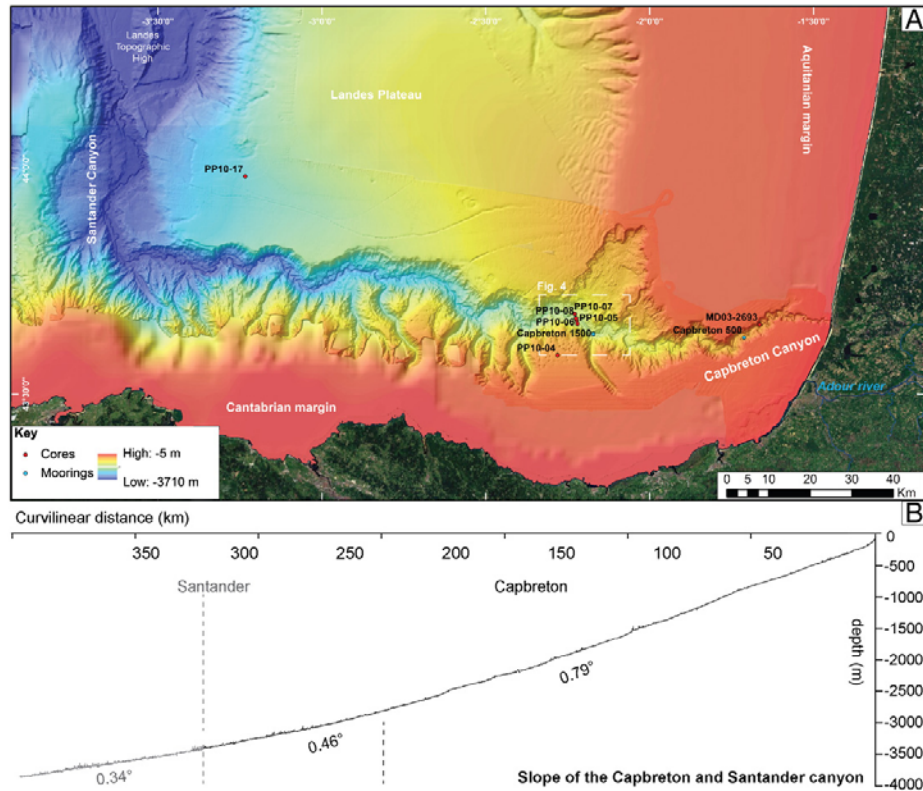


Fig. 2. Shaded bathymetry of Capbreton Canyon (ITSAS for the head of the canyon (Cirac et al., 2001), and SARGASS cruise beyond 50 km from the head) and position of the 6 cores of the study. Cores PP10-17 and PP10-04 are analysed in this work. Core MD03-2693 was previously analysed by Gaudin et al. (2006), who provide the sedimentation rate and turbidite frequencies. Details of the cores collected inside the canyon are shown in 4. Bottom: slope profile of the Santander and Capbreton Canyons.

(Cirac et al., 2001) and thrusting (Bois et al., 1977) are also indicators of a structural control of Capbreton Canyon.

2.2.2. Morphology

Previous studies have described in detail the morphology of the first 30 km of Capbreton Canyon (Cirac et al., 2001; Mulder et al., 2004; Gaudin et al., 2006). The “gouf” of Capbreton owns its name to its wide, steep and deep amphitheatre-shaped head (Vannay, 1973). The canyon has a V-shaped morphology (Cirac et al., 2001; Mulder et al., 2004). Numerous terraces line the thalweg at locations from 10 to 200 m above it (Gaudin et al., 2006). Detailed study of the terrace morphology over the first 30 km of the canyon led Gaudin et al. (2006) to classify terraces into 4 morphologic types (horseshoes, hemispherical, rounded elongated, and elongated) and to note morphologic convergence with fluvial migration processes. Gaudin et al. (2006) proposed that the hemipelagic sedimentation, the frequency and the intensity of the mass movements and the height of the terraces are the processes that control the terrace evolution (Gaudin et al., 2006).

2.2.3. Source

The south of the Bay of Biscay, and especially Capbreton Canyon, is under the influence of the river systems that drain the adjacent Pyrenees and Cantabrian Mountains. Capbreton Canyon head had been located in front of the mouth of the Adour River until 1310 AD. Then, the mouth was located at the Vieux-Boucau until 1578 AD (Klingebiel and Legigan, 1978), when the mouth of the river was artificially fixed 15 km southward of Capbreton in Bayonne. The Pyrenees are partially drained by the Adour River system (15,000 km²), which influences

the sedimentary input in the south of the Bay of Biscay. The Adour River has a water discharge rate of 400 m³/s. It contributes to the sedimentary input of the Bay of Biscay and has a Transported Suspended Matter (TSM) input of 0.25 Mt. year⁻¹ (Maneux et al., 1999). The contribution of the small coastal river systems of the Cantabrian Mountains cannot be overlooked because Maneux et al. (1999) determined that the sum of their TSM inputs to be 1.9 Mt. year⁻¹, which is equivalent to the total of the Garonne, Dordogne and Adour TSM inputs. Currently, the Adour River plume is drifting northward and is present 20% of the time on the Basque coast near the Capbreton Canyon head (Petus, 2009).

Inside Capbreton Canyon, upslope and downslope bi-directional currents have been detected by moorings located at 500 and 1500 m water depths (Mulder et al., 2012). At 500 m water depth, unusual turbulence was detected and was interpreted as the dissipation of water bulge and/or intensification of the longshore drift after a moderate storm (Mulder et al., 2012). The influence of the longshore drift along the Aquitanian coast on the Capbreton Canyon sedimentary budget is still unclear, but numerical modelling suggested changes in longshore drift direction around Capbreton (Abadie et al., 2006).

2.2.4. Recent sedimentary activity

Despite the disconnection from a direct river input since 1310 AD, evidence for present active sedimentary processes has been detected. Nesteroff et al. (1968) presented turbidite sequences in cores collected from the head of the canyon. He attributed them to turbidity currents that occurred after the last sea-level fluctuations (>5000 years ago) but prior to the disconnection from the Adour River. More recently,

Mulder et al. (2001b) demonstrated that a turbidite was deposited following the Martin storm (December 27th 1999), which generated a turbulent surge that deposited the turbidite. Based on radioisotope activity in an interface core, two turbidites are thought to be from earlier than 1999 but deposited during the last century (Mulder et al., 2001b; Chaillou et al., 2003, 2008). Numerical modelling has demonstrated that the turbidity surge linked to the Martin storm generated substantial erosion, particularly in meanders at several hundred metres above the thalweg (Salles et al., 2007, 2008). Numerical modelling has also demonstrated that even if the frequency and the magnitude of turbidity currents in the canyon at present are high enough to maintain the freshness of the canyon flanks, they are insufficient to explain the canyon formation (Mulder et al., 2004, 2012). By the analyses of long-piston cores and interface cores (based on ^{234}Th activities and ^{14}C dating), Gaudin et al. (2006) proposed that during the Holocene, the Capbreton terraces had very rapid accumulation rates (10 m/1000 years). Capbreton Canyon has been considering as a trap for Holocene sedimentation (Gaudin et al., 2006; Mulder et al., 2012).

3. Materials and methods

3.1. Sedimentological analyses

This study focuses on six calypso long-piston cores collected during the SARGASS oceanographic cruise on the *R/V Pourquoi Pas?* (Table 1). The PP10-17 core was collected from the southwestern part of the Landes Plateau at 2280 m water depth. PP10-04 was collected on the left side of the canyon (529 m water depth) on the upper slope of the Basco-Cantabrian margin (Fig. 2). Cores PP10-08, PP10-06, PP10-05 and PP10-07 were located inside the canyon on a profile crossing the thalweg (1683 m water depth) and several terraces located at 1625, 1579, 1472 m water depths (Fig. 4).

Sedimentological analyses of cores included a visual description associated with X-ray imagery that was performed using the SCOPI X-Ray image processing tool (Migeon et al., 1999). Grain size analyses were performed using a Malvern™ Supersizer 'S'. A regular 10 cm sampling interval was used for the homogeneous cores PP10-17, PP10-04 and PP10-07. Cores PP10-05 and PP10-06 were sampled with a smaller step, according to sedimentary structures.

The X-ray imagery reveals an important quantity of beds in cores PP10-05 and PP10-06. To identify their nature and acquire high-resolution sedimentological information, 3 thin-sections were sampled using the method described in Zaragosi et al. (2006). In addition, the grain size at the base of the bed was analysed using the Malvern™ Supersizer 'S'. One successive bed out of four was analysed without any distinction of thickness.

The measurement of Ti and Ca elements was undertaken on all cores using an AVALTECH X-ray fluorescence analysis spectrometer with 1 cm resolution. To identify periods of increased terrigenous input into the deep-ocean, a comparison of elements typical of the siliciclastic fraction (Ti) and of the biogenic fraction (Ca) is commonly used (St-Onge et al., 2007). Because of its fine detailed fluctuation

pattern, Ti/Ca was used to correlate the PP10-17 and PP10-04 cores; their Fluorescence-X data closely resemble each other. 16 tie-points were then generated between a depth of 103 and 1374 cm in the PP10-04 core (Table 3).

3.2. Chronostratigraphic framework

Radiocarbon ages of cores PP10-17, PP10-05 and PP10-07 were determined at the "Laboratoire de Mesure du Carbone 14" in Saclay (France) through the INSU "ARTEMIS" programme. The radiocarbon dates in this study were corrected using a marine reservoir age of 400 years and calibrated to calendar years using the Calib 6.0.1 calibration programme (Stuiver and Reimer, 1993) with the Marine 09 radiocarbon calibration curve (Reimer et al., 2009). The ages in the following text are given in calendar age (cal. year BP) and synthesised in Table 2.

Planktic foraminifera were specially used to strengthen the stratigraphic framework of the PP10-17, which was established as a global hemipelagic clay core by visual observation and X-ray imagery. This approach allows systematic sediment sampling with sample steps of 5 cm (0–400 cm) and 10 cm (400–1800 cm). The quantitative analyses were performed on >150 µm fraction and focused on the *Neogloboquadrina pachyderma* (sinistral coiling) species (*N. pachyderma* (s.)), a planktic foraminifera species that grows when the surface sea water is cooling. This species is known as a current polar species and a stratigraphical proxy of major climatic events, such as Dansgaard-Oeschger stadials and Heinrich events (Zaragosi et al., 2001a; Mojtabid et al., 2005; Toucanne et al., 2008). In particular, the Heinrich events are represented by peaks *N. pachyderma* (s.), which are defined by the proportion of the species being equal or greater than 95% of the total planktic fauna. At least 300 planktic foraminifera were counted in each sample to determine the relative abundance (%) of the *N. pachyderma* (s.).

Measurements of ^{210}Pb and ^{226}Ra activities were performed on dry sediments at the UMR5805 EPOC laboratory using a semi-planar germanium detector (Schmidt et al., 2009). The excess activity of ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$), which was calculated by subtracting the measured activity supported by ^{226}Ra from the total ^{210}Pb activity in the sediment, was used to calculate sediment ages based on the Constant Initial Concentration (CIC) model, with an initial activity at the top of the KI32 interface core. Located on a terrace 5 km upstream in the canyon, the KI32 interface was used to estimate the loss of interface sediment in the long piston cores PP10-05, -06 and -07.

4. Results

The study focuses on 6 cores taken around the Capbreton Canyon. Cores PP10-17 and PP10-04 were collected in the vicinity of the canyon and should thus record sedimentation in the deep water of the south of the Bay of Biscay (Fig. 2). Cores PP10-05, PP10-06, PP10-07 and PP10-08 were collected inside the canyon, along a transect across staged terraces, and should provide a better understanding of the sedimentary process that acts to construct the terraces (Fig. 4).

Table 1
Core number, latitude, longitude, water depth and cruise details of the cores investigated.

Core number	Type	Cruise	Year	Latitude	Longitude	Localisation	Depth (m)	Length (cm)	Institute
PP10-17	Calypso	Sargass	2010	43°58.91	03°14.02W	Landes Plateau	2280	1792	Bordeaux 1 University
PP10-04	Calypso	Sargass	2010	43°35.14	02°16.86W	Basco-Cantabrian margin	529	1445	Bordeaux 1 University
PP10-05	Calypso	Sargass	2010	43°39.35N	02°13.21W	Terraces CapBreton	1579	1800	Bordeaux 1 University
PP10-06	Calypso	Sargass	2010	43°39.80	02°13.38W	Terraces CapBreton	1625	1726	Bordeaux 1 University
PP10-07	Calypso	Sargass	2010	43°40.63	02°13.69W	Terraces CapBreton	1472	2004	Bordeaux 1 University
PP10-08	Calypso	Sargass	2010	43°40.08	02°13.48W	Thalweg of CapBreton	1683	48	Bordeaux 1 University
MD95-2002	Calypso	MD 105 Image 1	1995	47°27.12N	08°32.03W	Meriazdeck terrace	2174	3000	IPEV-IFREMER
MD03-2693	Calypso	SEDICAR	–	43°39.258N	01°39.81W	Head Capbreton	431	39.33	–
KI22	Interface	Sedimane	2007	43°37.65N	01°42.69 W	Terraces Capbreton	640	–	IFREMER

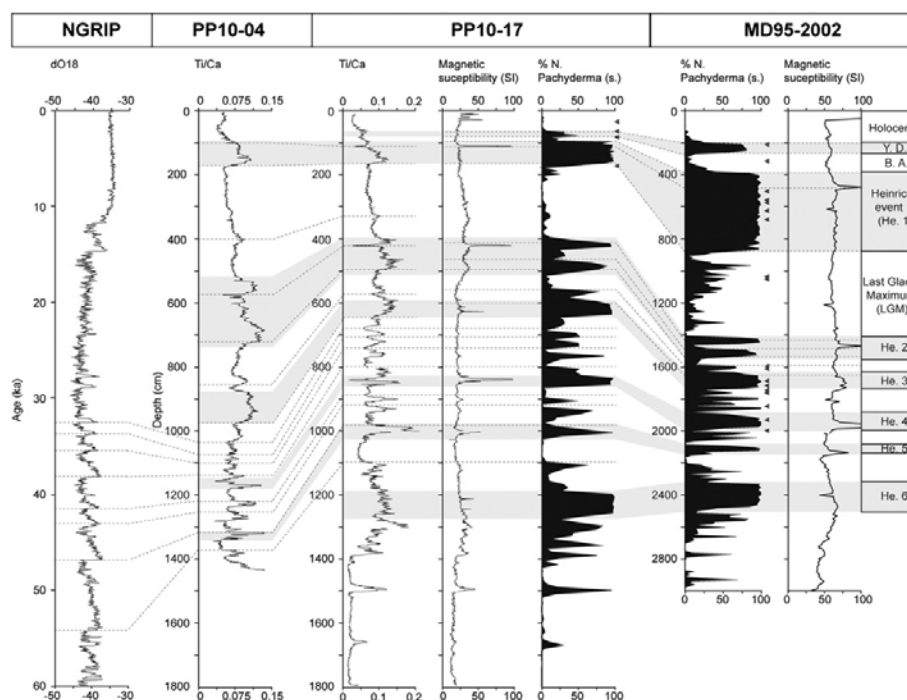


Fig. 3. Core-to-core correlation for PP10-17 and PP10-04 with the MD95-2002 stratigraphic reference (Zaragosi et al., 2001a; Toucanne et al., 2008). See Tables 2 and 3 for details regarding tie-points and ^{14}C dates.

4.1. Cores collected outside the canyon: PP10-17 and PP10-04

Located 2280 m water-deep, the 17.82 m long PP10-17 core was collected on the flat area of the south-western part of the Landes Plateau, 85 km upstream from the PP10-17 core, the 14.45 m long PP10-04 core was collected from a water depth of 529 m on a flat promontory that rises above the southern Capbreton Canyon flank (and is particularised by numerous pockmarks). Located 85 km from the PP10-17 core, the PP10-04 core is compared with the PP10-17 core to compare the hemipelagic deposits on the Landes Plateau on the north side of the canyon (PP10-17) and on the Cantabrian margin on the south side of the canyon (PP10-04).

Core PP10-17 consists entirely of massive olive grey silty clay. X-ray imagery reveals pervasive bioturbation and the absence of dynamic sedimentary structure, except for a few denser and coarser-grained layers which are distinguished by magnetic susceptibility peaks. In the glacial North Atlantic (40–55°N), magnetic susceptibility peaks are known to be patterns of ice-rafted detritus which are indicative of Heinrich events (He) and cool sea-surface temperature (Heinrich, 1988; Grousset et al., 2000).

The use of a stratigraphical proxy based on *N. pachyderma* (s.) reveals several monospecific peaks in the PP10-17 core. 6 of them are synchronous with magnetic susceptibility peaks (Fig. 3), thus supporting an interpretation of them as Heinrich events. To support this interpretation, 4 ^{14}C dates are available (see Table 2 for details) for the PP10-17 core, which is also correlated with the core MD95-2002, a stratigraphic reference for the Bay of Biscay that is located on the Meriadec terrace (Zaragosi et al., 2001a; Ménot et al., 2006) (Fig. 1). The data used for the correlation are the abundance of *N. pachyderma* (s.) and the magnetic susceptibility because they exhibit very similar evolution on both cores (Fig. 3).

In core PP10-17, the first *N. pachyderma* (s.) abundance peak is of 50% (60–75 cm). It is correlated with the 75% *N. pachyderma* (s.) abundance

peak of the MD95-2002 core (200–270 cm), thereby suggesting a Younger Dryas age as is interpreted for the MD95-2002 core (Zaragosi et al., 2001b) (Fig. 3). The ^{14}C dates at 7537 (± 60 years) cal. year BP (50 cm) and 13,169 (± 60 years) cal. year BP (80 cm) confirm this interpretation (Table 2).

In core PP10-17, the first *N. pachyderma* (s.) abundance peak higher than 95% is at 90–170 cm. It is correlated with the first >95% *N. pachyderma* (s.) abundance peak of the MD95-2002 core (370–890 cm), thereby suggesting a Heinrich event 1 age similar to that for the MD95-2002 core (Zaragosi et al., 2001b) (Fig. 3). The ^{14}C date of 17,966 (± 60 years) cal. year BP (160 cm) argues for this interpretation (Table 2). This date is synchronous with the common accepted dates for He1 elsewhere in the North Atlantic region (Elliot et al., 2001; Hemming, 2004; McManus, 2004).

He1 to He6 are confidently identified in the MD95-2002 by both magnetic susceptibility and *N. pachyderma* (s.) peaks. Because the 6 magnetic susceptibility and *N. pachyderma* (s.) peaks of the PP10-17 core perfectly match with the evolution of the MD95-2002 core, they are definitely identified as Heinrich events 1 to 6.

X-ray fluorescence data constrain the base of the PP10-17 core. On the 400 cm at the base of core PP10-17, the Ti/Ca signal exhibits a typical signature with 3 periods of very low values that signal interglacial conditions. This signal matches the typical MIS5 isotopic sub-events (from 5e to 5a, Martinson et al., 1987), thereby suggesting that the PP10-17 core nearly reached the base of the 5e.

The age model of the core PP10-17 is generated from all these observations. Still in the range of AMS ^{14}C ages (<30,000 years.), the age model is based on (1) 4 ^{14}C dates obtained on both monospecific *N. pachyderma* (s.) (160 cm) and bulk (30, 50, and 80 cm) samples of planktic foraminifera and (2) the correlation of the *N. pachyderma* (s.) abundance and magnetic susceptibility data with the stratigraphic reference core MD95-2002 (see Table 2 and Ménot et al., 2006; Zaragosi et al., 2006; Zaragosi et al., 2001a for a detailed review of the

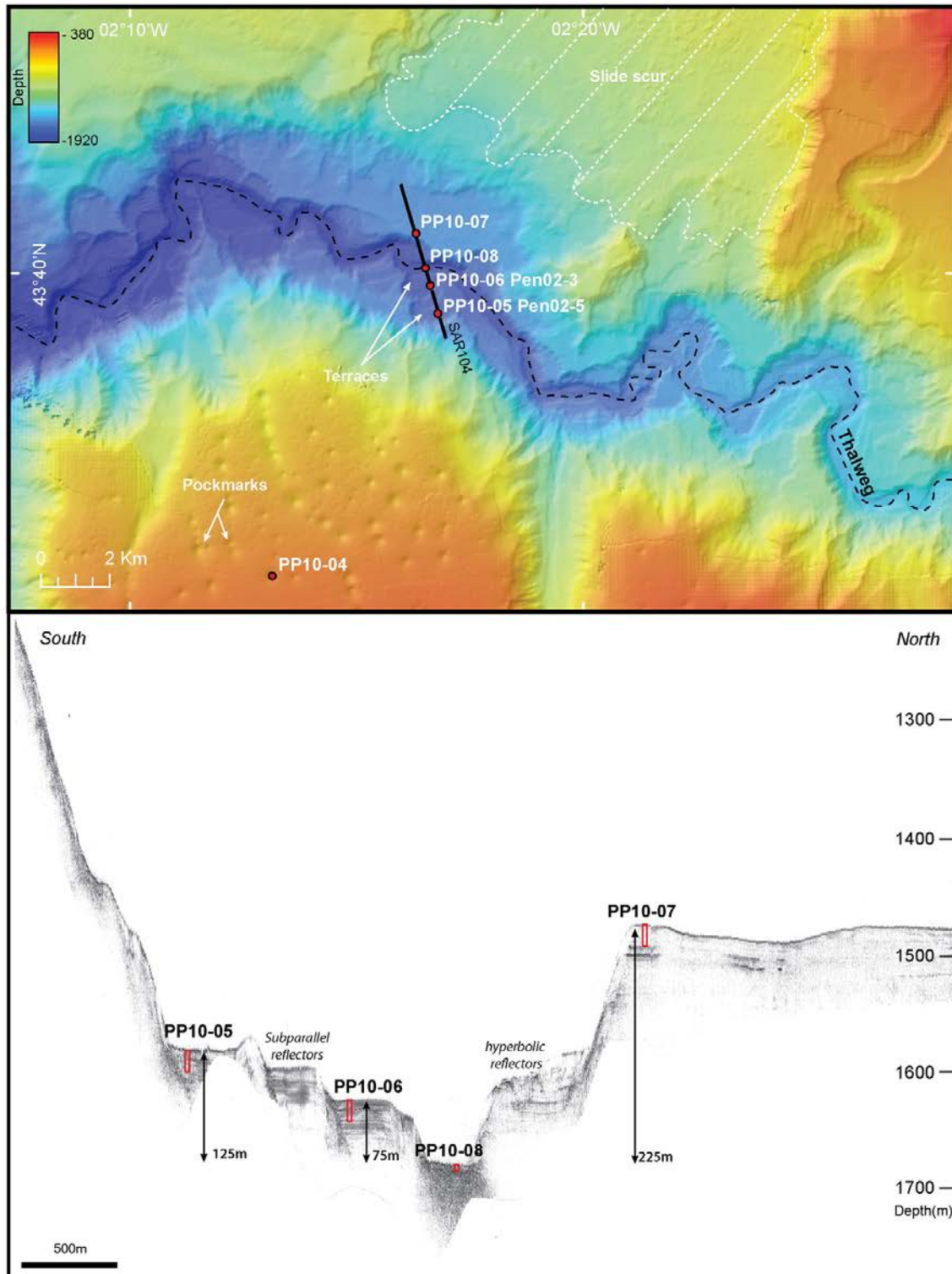


Fig. 4. Top: shaded bathymetry of the depths of the Capbreton Canyon at approximately 110 km west from the head. The cores PP10-05, PP10-06, PP10-07 are located on terraces, PP10-08 is on the thalweg, and PP10-04 is on the highs of the canyon. Bottom: SAR echosounder data. The terraces of the cores exhibit subparallel reflectors. Penfeld measurements are located at the same place as the cores.

Table 2
AMS ^{14}C ages with calendar correspondences.

Core number	Depth (cm)	Conventional age BP (reservoir corrected) (years)	Calendar age cal. BP (years)	Species analysed	Origin	Study
PP10-17	30	4245 \pm 30	1339	Bulk	Artemis-24470	This work
PP10-17	50	7055 \pm 35	7537	Bulk	Artemis-	This work
PP10-17	80	11,660 \pm 60	13,169	<i>N. pachyderma</i> s.	Artemis-24471	This work
PP10-17	160	15,210 \pm 60	17,966	<i>N. pachyderma</i> s.	Artemis-24472	This work
PP10-05	337	875 \pm 30	496	Bulk	Artemis-24473	This work
PP10-05	637	1265 \pm 30	811	Bulk	Artemis-24474	This work
PP10-07	220	2050 \pm 30	1623	Bulk	Artemis-29590	This work
PP10-07	380	2615 \pm 30	2208	Bulk	Artemis-SacA 26975	This work
PP10-07	720	4265 \pm 30	4301	Bulk	Artemis-SacA 26976	This work
PP10-07	1050	566 \pm 30	5994	Bulk	Artemis-SacA 26977	This work
PP10-07	1180	6490 \pm 30	7344	Bulk	Artemis 29591	This work
PP10-07	1540	8705 \pm 30	9246	Bulk	Artemis-SacA 26978	This work
PP10-07	1730	8900 \pm 30	9966	Bulk	Artemis-29592	This work
PP10-07	1980	9270 \pm 30	10,462	Bulk	Artemis-29593	This work
MD95-2002	0	1660 \pm 70	1624	<i>G. bulloides</i>	ISCE-99360	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	140	9080 \pm 90	10,329	<i>G. bulloides</i>	ISCE-99361	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	240	10,790 \pm 100	12,809	<i>N. pachyderma</i> s.	ISCE-99362	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	420	13,330 \pm 130	15,798	<i>N. pachyderma</i> s.	ISCE-99363	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	454	13,800 \pm 110	16,426	<i>N. pachyderma</i> s.	ISCE-99364	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	463	4020 \pm 120	16,709	<i>N. pachyderma</i> s.	ISCE-99365	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	510	4170 \pm 130	16,897	<i>N. pachyderma</i> s.	ISCE-99366	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	550	14,430 \pm 70	17,327	<i>N. pachyderma</i> s.	Artemis-003242	Zaragosi et al. (2006)
MD95-2002	580	14,410 \pm 200	17,332	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-141702	Zaragosi et al. (2001a,b)
MD95-2002	869	14,900 \pm 70	18,241	<i>N. pachyderma</i> s.	Artemis-003243	Zaragosi et al. (2006)
MD95-2002	875	14,880 \pm 160	18,224	<i>N. pachyderma</i> s.	Artemis-003244	Zaragosi et al. (2006)
MD95-2002	1320	18,450 \pm 90	22,062	<i>G. bulloides</i>	Artemis-003245	Zaragosi et al. (2006)
MD95-2002	1340	19,030 \pm 100	22,514	<i>G. bulloides</i>	Artemis-003246	Zaragosi et al. (2006)
MD95-2002	1390	20,220 \pm 80	24,690	<i>G. bulloides</i>	Artemis-003247	Zaragosi et al. (2006)
MD95-2002	1424	19,840 \pm 60	23,777	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-123696	Grousset et al. (2000)
MD95-2002	1453	20,030 \pm 80	23,984	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-123698	Grousset et al. (2000)
MD95-2002	1464	20,200 \pm 80	24,174	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-123699	Grousset et al. (2000)
MD95-2002	1534	21,850 \pm 70	25,734	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-123697	Grousset et al. (2000)
MD95-2002	1610	24,010 \pm 250	28,222	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-99367	Auffret et al. (2002)
MD95-2002	1664	25,420 \pm 230	29,830	<i>N. pachyderma</i> s.	Beta-99368	Auffret et al. (2002)

age model construction). 11 tie-points control the age model between depths of 35 and 559 cm in core PP10-17 (Table 2).

Beyond the range of AMS ^{14}C ages (> 30,000 years.), the age model is based on correlation of Fluorescence-X data. These covary with the 8018 Greenland ice-core record from the NorthGRIP (NGRIP), which has been recently adopted as a stratotype for the North Atlantic region (Lowe et al., 2008; Austin et al., 2012). Eight tie-points control the age model between depths of 680 and 1101 cm in the PP10-17 core (Table 2). 3 additional tie-points (74, 91 and 111 ka) were added at 1390, 1490 and 1655 cm because the Fluorescence-X signal from this depth to the bottom of the core reveals a characteristic pattern that matches the Marine Isotopic Stage 5 sub-events (Martinson et al., 1987; Lisiecki and Raymo, 2005). A 5th order polynomial regression was used for the best fit of tie-points and to avoid artificial breaks due to linear interpolation. The age model, the presence of Heinrich events and the variations in the planktic fauna establish a high resolution stratigraphy from the Holocene to He6 for core PP10-17.

The PP10-04 core is entirely composed of dark olive-grey massive silty clay and is similar to the PP10-17 core but differs from it by a lower clay content, a less-homogeneous texture and a more-intense burrowing (a mottled structure with iron sulphide burrow infilling). Cores PP10-17 and PP10-04 display very similar Ti/Ca data (Fig. 3). Consequently, a relatively confident peak-to-peak correlation is possible (Table 3). Based on the Ti/Ca signal, the correlation of PP10-17 and PP10-04 suggests that PP10-04 presents the same chronostratigraphic framework but ends before He6 (Fig. 3). The correlation is more difficult in the upper 100 cm of the core PP10-04 because there is no evidence of a Younger Dryas signature in the Fluorescence-X data. A ^{14}C date was consequently realised at 30 cm and provides an age of 3526 (\pm 30 years) cal. year BP. With the help of the age model of PP10-17, an age model for PP10-04, based on a 5th order polynomial regression, one ^{14}C date and the sixteen tie-points of the correlation with PP10-17 is proposed (Fig. 8D).

Holocene sediment rates are proposed based on the age model of the cores PP10-17 and PP10-04 that are well constrained on the period from He1 to actual. They will allow a comparison of the regional hemipelagic background around Capbreton Canyon with the deposits inside the canyon. On the Landes Plateau, according to age model of the PP10-17 core, the Holocene sedimentation rate is estimated to be 5.9 cm/1000 years. On the Cantabrian margin, according to age model of the PP10-04 core, the Holocene sedimentation rate is estimated to be 7.2 cm/1000 years.

4.2. Cores collected inside the canyon: PP10-08, PP10-07, PP10-06, and PP10-05

In the canyon, at a depth of approximately 1600 m, 4 cores were collected along a seismic profile through the thalweg and its terraces. 4 Penfold measurements were performed at the same emplacements (Fig. 4). The PP10-08 core is located in the thalweg at 1683 m water depth. On the left bank, in the centre of arched terraces, the PP10-06 core was collected at 1625 m water depth, and the PP10-05 was collected at 1579 m water depth. On the right bank, on a large elongated terrace, the PP10-07 was collected at the crest of the levee-like feature at 1472 m water depth.

4.2.1. Chronostratigraphic framework

Foraminifera are sparse to very sparse in cores PP10-05 and PP10-06. Samples with a thickness of at least 10 cm had to be sieved to attain the minimum quantity of individuals (> 3000) required in a sample for a ^{14}C date. Only two levels in the PP10-05 core were rich enough to be sampled for ^{14}C dates. The stratigraphy of the core PP10-07 is based on 8 AMS ^{14}C dates obtained on bulk samples of planktic foraminifera, and the age model is based on a polynomial regression of 5th order (Fig. 2).

Table 3

Tie-points for core to core correlation with fauna (% *N. pachyderma* s.), magnetic susceptibility (International System) and Fluorescence X data (titanium/calcium ratio).

Core number	Depth (cm)	Calendar age BP (kyears)	Stratigraphic reference
PP10-17	35	5038	MD95-2002
PP10-17	62	12,126	MD95-2002
PP10-17	74	13,338	MD95-2002
PP10-17	94	15,961	MD95-2002
PP10-17	114	16,519	MD95-2002
PP10-17	162	18,250	MD95-2002
PP10-17	409	23,664	MD95-2002
PP10-17	460	24,514	MD95-2002
PP10-17	492	25,853	MD95-2002
PP10-17	559	27,685	MD95-2002
PP10-17	597	29,636	NGRIP
PP10-17	680	32,396	NGRIP
PP10-17	707	33,684	NGRIP
PP10-17	738	35,432	NGRIP
PP10-17	800	38,131	NGRIP
PP10-17	921	43,337	NGRIP
PP10-17	982	46,846	NGRIP
PP10-17	1011	48,927	NGRIP
PP10-17	1101	54,023	NGRIP
PP10-17	1390	73,910	Martinson et al. (1987)
PP10-17	1490	90,950	Martinson et al. (1987)
PP10-17	1655	110,790	Martinson et al. (1987)
PP10-04	103	16,060	PP10-17
PP10-04	166	19,376	PP10-17
PP10-04	403	23,055	PP10-17
PP10-04	577	24,085	PP10-17
PP10-04	724	25,592	PP10-17
PP10-04	856	27,955	PP10-17
PP10-04	870	28,845	NGRIP
PP10-04	977	30,618	PP10-17
PP10-04	1037	32,451	NGRIP
PP10-04	1039	32,459	PP10-17
PP10-04	1075	33,673	NGRIP
PP10-04	1075	33,860	PP10-17
PP10-04	1102	35,426	NGRIP
PP10-04	1120	36,685	PP10-17
PP10-04	1140	28,227	NGRIP
PP10-04	1156	40,159	PP10-17
PP10-04	1181	40,796	NGRIP
PP10-04	1224	41,471	PP10-17
PP10-04	1225	42,957	NGRIP
PP10-04	1254	43,397	PP10-17
PP10-04	1268	44,414	NGRIP
PP10-04	1319	46,920	PP10-17
PP10-04	1319	47,042	NGRIP
PP10-04	1374	53,619	PP10-17
PP10-04	1375	54,224	NGRIP

^{210}Pb excess profiles are established on the first metres of cores PP10-06 (nineteen samples from 0 to 300 cm), PP10-05 (seven samples from 0 to 100 cm), and PP10-07 (two samples from 0 to 100 cm), to date the uppermost sections of these cores. These profiles were compared with those obtained on interface cores collected at the same sites, in particular the KI32, on a similar position, i.e., on the lowest terrace 25 m above thalweg edge (Table 1). The age model of the core PP10-05 was consequently constructed on 2 AMS ^{14}C dates and $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ dating. The PP10-06 age model is only based on $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Fig. 8B).

4.2.2. Sedimentological analyses

In the very short core PP10-08, despite evidence of coring disturbance with fluidisation features, an upward trend from yellowish to greyish sand can be observed. Grain size analyses indicate grading from medium to fine sand. The Penfeld penetrometer could not penetrate deeper than 2 m below the thalweg floor, thereby suggesting the presence of a thick massive medium sand bed.

Core PP10-05 was collected at 125 m and core PP10-06 was collected at 75 m above the thalweg. Despite the presence of well defined sub-bottom reflectors on both sites, the Penfeld penetrometer displays a very regular compaction gradient down to 22 and 25 m where distinct

denser layer appears. Both cores display horizontal bedding underlined by thin colour banding throughout their length. On X-ray imagery, each individual bed progressively evolves from a darker (denser) base to a lighter top (Fig. 5). The sharpness of the contact increases with bed thickness. Except for the faint mottling near the top of some sequences, there is no bioturbation.

In both cores, thin-section and grain-size analyses were performed in several sequences to characterise facies. In the thin-sections, above a sharp and planar basal contact, the sequences start with a thin level of well-sorted fine quartz sand crudely laminated and rapidly becoming homogeneous as less and less numerous quartz grains are scattered around a muddy matrix. In the sequences, the bimodal grain-size distributions display the mixing of a coarser-grained population, which is centred at the silt/sand limit and dominant at the base of the sequences, with a fine-grained population (mode at 6 μm), which becomes dominant at the top of the sequences (Fig. 6). These observations are consistent with an assignment of the sequences as fine-grained turbidites, considering the recognition criteria of Mulder et al. (2001a). They correspond to the Td/Te terms of Bouma sequences (Stow and Shanmugam, 1980; Shanmugam, 2000). The upper hemipelagic part of the sequence cannot be specifically identified but must be present, although this lack of identification is likely limited because there is no bioturbation and there are only very scarce planktic foraminifera towards the very top of the sequence.

The estimation of the Ca and Zr contents provided by Fluorescence-X analyses covary. Zr is a heavy resistant mineral. These accessory minerals are commonly enriched in the bases of some turbidites because of gravitative settlings (Rothwell et al., 2006). In thin-sections from both cores, angular carbonate grains are identified. Measurements of carbonate contents reveal a mean value of 18.5% carbonates at the base of the turbidites in both cores. The relatively high content in carbonates grains, their presence at the base of turbidites and the absence of planktic fauna argue for a clastic origin of the reworked carbonate particles. The covariance of Ca with Zr at the base of the turbidites also suggests a clastic origin for carbonate grains. The 17-metre long PP10-06 presents 1035 turbidites, and the 18-metre long PP10-05 has 1640. In both cores, to depict an evolution in the turbidite morphology, each turbidite thickness is measured. The mean thickness is 1.5 cm for the turbidites of PP10-06 and, less than 1 cm for the turbidites of PP10-05. In both cores, the bases of one turbidite out of four are sampled for grain-size analysis (Fig. 7). Because of the bimodal distribution and the difficulty of sampling the turbidite base with precision, the tenth coarser percentile (D90) is used to depict the maximum grain size at the base of the turbidite rather than the mean size.

In PP10-06, the grain-size and thickness are quite constant: they have a low dispersion. However, an evolution is clearer in PP10-05, and the core is consequently divided into three parts: (1) from the top to 250 cm, the mean thickness of the turbidites is less than 1 cm and the grain size is very fine (30 μm on average); (2) from 250 to 800 cm, the mean thickness is still low but the grain size is coarser; (3) from 800 to 1800 m, the turbidites are the thickest and coarsest (until 120 μm) of the core. Therefore, PP10-05 has a fining-up and thinning-up turbidite evolution (Fig. 7). Nevertheless, because of a strong influence from the decrease of the Ca measurements, the Ti/Ca signal is an exception to this division because only one major break is present at 330 cm.

PP10-07 was collected 225 m above the thalweg. On the X-ray imagery, the sediments appear highly bioturbated over the 2000 cm of the core (Fig. 5). Disturbed by bioturbation, some laminations are observed but are not well defined. Performed every 10 cm, the grain size analyses reveal a quite homogeneous silty-clayey core, with a mean D90 at 25 μm . Unlike the cores PP10-05 and PP10-06, turbidite is not the main sedimentary facies.

There is no detectable $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ in the upper 1 m. The age model is based on eight ^{14}C dates. It suggests a slightly decreasing sediment rate from the base to 1050 cm. The base of the core (1730–1980 cm) presents

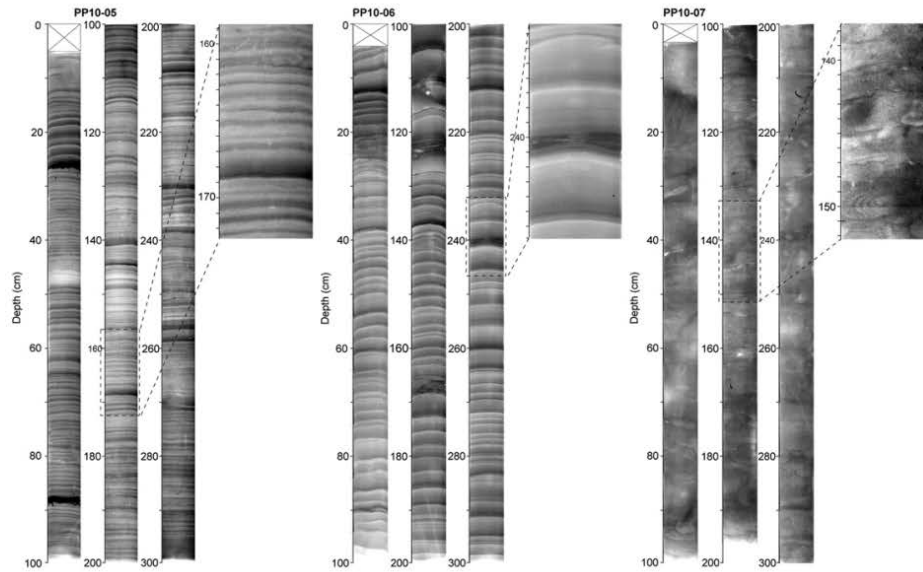


Fig. 5. Details of X-ray imagery for the cores located on the terraces. The zoom-in represents the most typical facies of each core. The cores nearest the thalweg, PP10-05 and PP10-06 are highly laminated, whereas PP10-07 is more bioturbated.

the highest sediment rates (0.5 cm/year). This interval corresponds to the time period 9966 cal. year BP (± 30 years)–10,462 cal. year BP (± 30 years) and illustrates the first times of the Holocene sediment record in Capbreton Canyon. The 5994 cal. year BP (± 30 years)–7344 cal. year BP (± 30 years) time period (1050–1180 cm) has a particularly low sediment rate (<0.01 cm/year). From 1050 to the top of the core, the sediment rates increase. Except for these two periods, changes in sediment rates are of low amplitude. The mean

sediment rate is consequently calculated to be 0.19 cm/year for the entire core.

4.2.3. Frequency of turbidites

For cores PP10-05 and PP10-06, the fauna content is very low or absent, and Ti/Ca profiles exhibit neither any chronologically referenced pattern nor major vertical variation, thereby suggesting turbidites

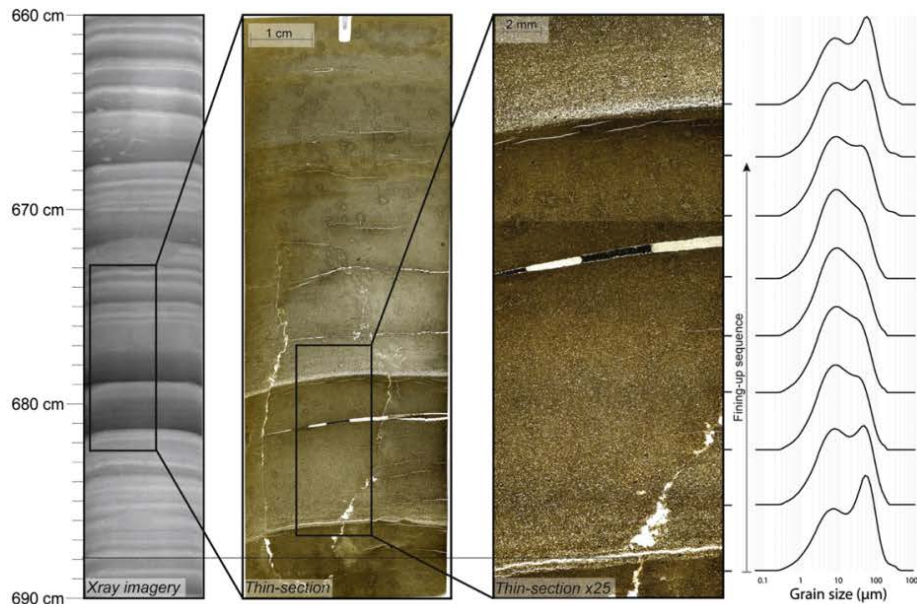


Fig. 6. Zoom-in on sequences of core PP10-06. The bases of the sequences are sharp. The decreasing density on the X-ray image is linked to the grain-size distribution: grain-size analyses in a 3-cm-thick sequence demonstrate bimodal grain-size distributions and a fining-up sequence. Sequences are interpreted as fine-grained turbidites.

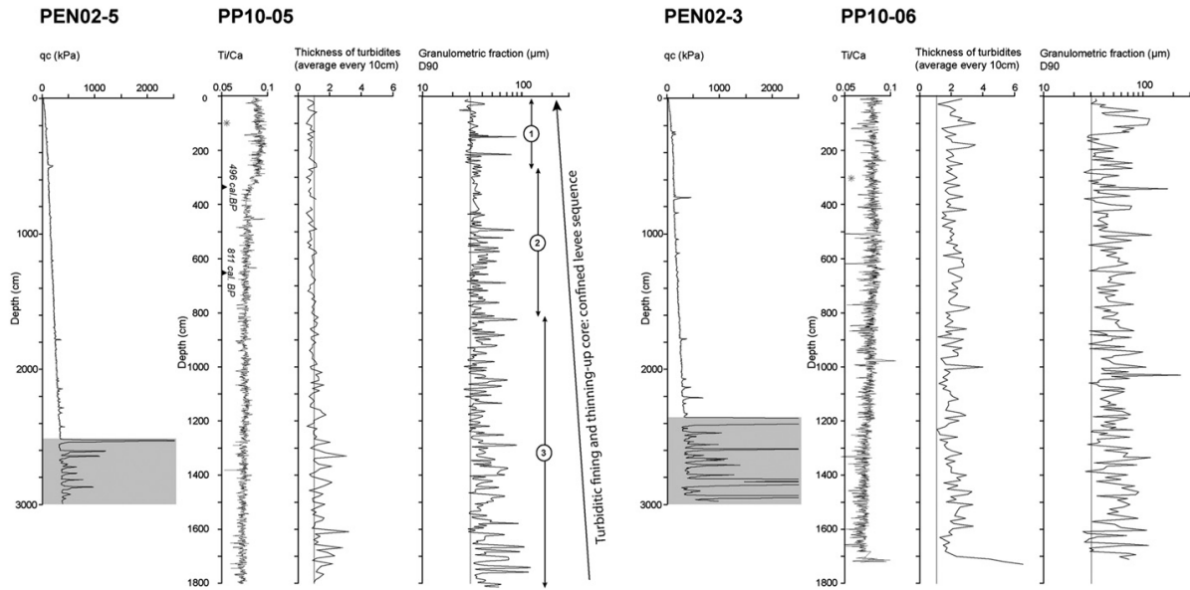


Fig. 7. Evolution of the turbidite bed thickness, grain-size at the base of the turbidites and the Ti/Ca ratio for the cores PP10-05 and PP10-06. Black triangles represent ^{14}C dates, and grey stars show the limit for $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (approximately 1900 AD). The core PP10-05 is divided into 3 parts according to its fining and thinning-up evolution. PEN02-3 and Pen02-5 are Penfeld measurements at core locations. Break in the gradual evolution of the resistivity at the tip is underline in grey.

deposits that were rapidly accumulated. Indeed, very high sedimentation rates were calculated from ^{210}Pb excess measurements.

For the core PP10-05, $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ decreases exponentially along the first metre ($R^2 = 0.96$, Fig. 8A). A comparison of $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ between KI32 interface core and PP10-05 suggests that approximately 40 cm was lost at

the top of the PP10-05 core. The comparison results in an age of AD1910 at 89 cm in PP10-05. The mean sedimentation rate is 1.2 cm/year over the last century. During this interval, because 92 turbidites are counted over the first 89 cm, the frequency of the turbidite events is estimated to be 1.2 turbidites/year when taking into

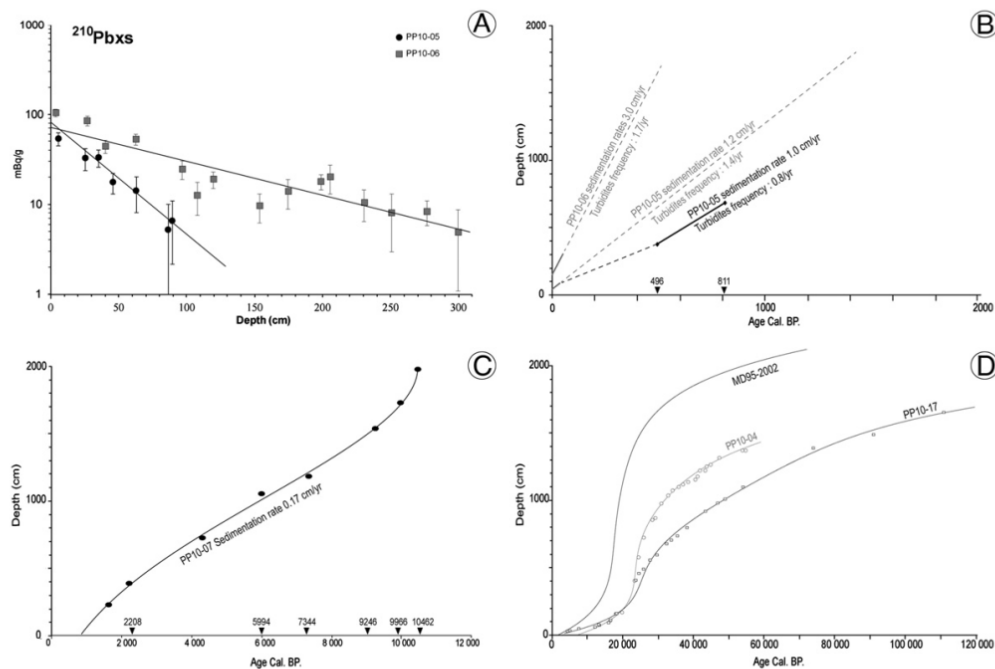


Fig. 8. A: $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ decreases in the first metres of the cores PP10-05 and PP10-06. B. The age model and turbidite frequencies in the cores PP10-05 and PP10-06 are shown. Black denotes data from ^{14}C , and grey indicates data from $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$. C. The PP10-07 age model (for the highest terrace) is based on 4 ^{14}C dates. D. Age models of the cores PP10-17 and PP10-04 are compared with age model of the stratigraphic reference MD95-2002.

account the loss of interface sediment at the top of the PP10-05 core (top of the core at 1977 AD) (Fig. 8B). ^{14}C dates provide ages of 496 cal. year BP (± 30 years) at 334 cm and of 811 cal. year BP (± 30 years) at 641 cm. During this interval of time, the mean sedimentation rate is 1.0 cm/year. Because 322 turbidites are counted over the 334–641 cm interval, the frequency of the turbidite events is estimated to be 1.0 turbidites/year (Fig. 8B). On the interval 0–334 cm, the sedimentation rate is estimated at 0.68 cm/year, with a frequency of turbidity events of 1 turbidite/year (330 turbidites on the interval). Both ^{14}C dating and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ were successfully applied to the core PP10-05. For both methods, even if a bias most likely due to uncertainty on the ^{14}C reservoir age and the loss of interface sediments is induced, the trends of the age models are coherent. The two methods appear highly consistent with sedimentation rates of 1.2 cm/year over approximately the last century ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) and of 1 cm/year in the 496–811 cal. year BP period (^{14}C dating). This suggests a slight decrease in the sedimentation accumulation over the last 500 years because the average sedimentation rate is 0.7 cm/year from 496 cal. year BP to the present.

The fining-up and thinning-up evolution of core PP10-05 suggests that the sedimentation rate most likely decreases along the entire core, hypothesis strengthened by the decrease of sedimentation rate on the last 500 years on the PP10-06, despite a supposed effect of the compaction on the deeper sediments. The 1.0 cm/year value is consequently considered a valid minimal value for an average sedimentation rate for the entire core, thus suggesting that the end of the core corresponds to approximately 1800 cal. year BP.

For the PP10-06 core, down to 300 cm, $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ decreases exponentially and rather regularly with depth ($R^2 = 0.81$, Fig. 8A). The core is compared to the KI32 interface core which presents very similar lithology. Indeed, on KI32, from 37 cm to its base, and over the first 50 cm of

the PP10-06 core, the same vertical succession of turbidite sequences is confidently identified in X-ray imagery. This identification strongly suggests the loss of the uppermost sediments by the Calypso piston corer. The comparison of $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ between KI32 and PP10-06 results in an age of AD1900 at 300 cm in PP10-06. The mean sedimentation rate is of 3.0 cm/year over the last century. During this interval, because 163 turbidites are counted over the first 300 cm, the frequency of the turbidity events is estimated to be 1.7 turbidites/year (Fig. 8B).

Because low fauna content prevents the use of ^{14}C dating on the core PP10-06, only $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ could be used to estimate the age of the end of the core. Because of the gradual evolution of the thickness and the grain-size at the base of the turbidites, the sedimentation rate is first supposed to be constant along the entire core PP10-06. With a sedimentation rate of 3 cm/year, the core is supposed to span approximately 575 years. Because the cores PP10-05 and PP10-06 are supposed to record the same gravity flows, comparison of the Fluorescence-X data could enhance the estimation of the sedimentation rate of the core PP10-06 (Fig. 7). This estimation could be enhanced by the Fluorescence-X data (Fig. 7). On the core PP10-05, the 0–340 cm Ti/Ca interval presents high, constant values. The interval ends with a sharp decrease before a break. On the core PP10-06, such a break is absent: the Ti/Ca values are almost constant and decrease only very slightly from 1100 cm to the end. The break is supposed to have not yet reached by the core. The entire core length could be correlated, at the maximum, with the 0–340 cm of the PP10-05. Because the break is dated in PP10-05, 496 cal. year BP (± 30 years) would be the maximal age at the end of the core PP10-06. Thus, the mean sedimentation rate would be 3.5 cm/year. Because the base of the core is most likely a little younger than 496 cal. year BP (± 30 years), this is a minimal evaluation. Comparison of the sediment rates in two periods (3.0 cm/year over the last 100 years and >3.5 cm/year over the last 500 years) demonstrates a slightly

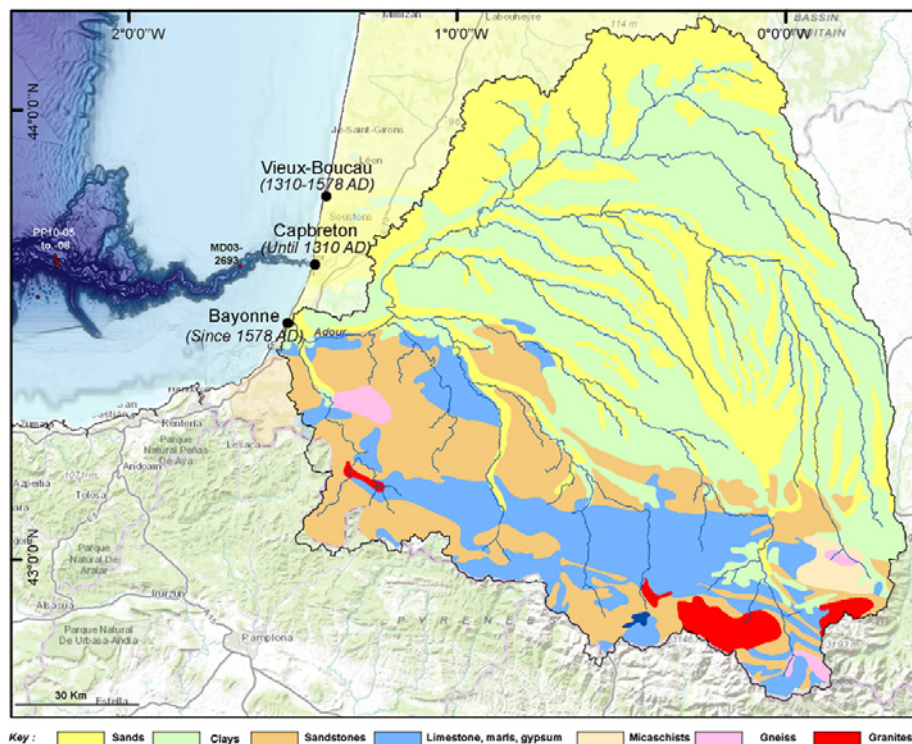


Fig. 9. Simplified lithology of the Adour River basin (Modified from BRGM, 2013). Location of the various Adour River mouths: Capbreton, then Vieux-Boucau in 1310 AD, and finally Bayonne 1574 AD. This figure illustrates the change in the input of carbonates particles to the Capbreton Canyon since the last disconnection from direct river input.

decreasing sedimentation rate through time. However, this fact does not appear as clearly as for the PP10-05 data.

5. Discussion

5.1. The marine sedimentation in the south of the Bay of Biscay: a record of regional climatic events

To compare the sedimentation in the Capbreton Canyon with a regional background, this study proposes a comparison among 3 cores localised differently around the Bay of Biscay margins. One of them is located on the Celtic margin and used as stratigraphic reference (MD95-2002, see details regarding the core in Ménot et al., 2006; Toucanne et al., 2008; Zaragosi et al., 2001a). The two others were collected in the vicinity of the Capbreton Canyon, on the open slope of the Landes Plateau (PP10-17) and the Cantabrian margin (PP10-04).

Over the Armorican margin, the sedimentation during Heinrich event 1 is of expanded thickness and featured high sedimentation rates (Zaragosi et al., 2001a). These high rates are due to the exceptional fluxes of the Manche Paleoriver discharges that are related to the glacial meltwater supply of the European and Fennoscandinavian ice-sheets (Toucanne et al., 2008). Located far from the Manche Paleoriver axis, the cores near Capbreton Canyon do not record such expanded sedimentation rates over this period. A comparison with the deposits of the Armorican margin primarily attests for typical records of hemipelagic sedimentation under climatic controls in the south of the Bay of Biscay.

The hemipelagic deposits recorded on the Landes Plateau and the Cantabrian margin present common characteristics despite the sediments from the Landes Plateau being extracted from a deeper area that was supposed to be more isolated from continental inputs. The planktic fauna and variations of chemical data reflect the continental inputs and attest to the record of regional climatic events. The cooler periods of Heinrich events 1 to 6, in addition to the Younger Dryas time, are clearly identified by the presence of the polar species *N. pachyderma* (s.) and are separated from the more temperate periods of the Holocene, the Bolling–Allerød and the Last Glacial Maximum, during which the oceanic conditions were relatively warm (Penaud et al., 2009).

On the Landes Plateau and the Cantabrian margin, during a period ranging from He1 to He6, sedimentation rates demonstrate that sedimentation is more intense during glacial episodes or sea level low-stands. The Holocene is generally a highstand sea level time, which is coherent with the low sedimentation rates values of the regional hemipelagic background around Capbreton Canyon (5.9–7.2 cm/1000 year).

5.2. Holocene sedimentation over terraces

The strategy of coring over the Capbreton terraces allows for a comparison of sedimentation on terraces located at three different heights above the thalweg. Localised 75 m above the thalweg, the lowest terrace has an average sedimentation rate of 3.5 cm/year (core PP10-06). Localised 125 m above the thalweg, the middle terrace has an average sedimentation rate of 1.0 cm/year (core PP10-05), more than 3 times less than that of a terrace localised only 50 m deeper. Localised 225 m above the thalweg, on the right bank, the highest terrace has an average sedimentation rate of 0.23 cm/year (core PP10-07). This rate is 4 times less than for the middle terrace and more than 15 times less than that of the lowest terrace. Comparison of the sedimentation rates among those 3 cores clearly demonstrates that the sedimentary accumulation decreases with the distance to the thalweg of the Capbreton terraces (Fig. 10).

The highest terrace is the only one to record a complete Holocene sequence. Despite the sedimentation rate of the highest terrace being the lowest of the studied terraces, it is 30 to 40 times greater than the Holocene sedimentation rates recorded on the Landes Plateau (0.006 cm/year) and the Cantabrian margin (0.007 cm/year). The

terraces of the Capbreton Canyon are privileged areas for Holocene sedimentation in the south of the Bay of Biscay. This information is coherent with the study of Gaudin et al. (2006) which interprets the terraces as primary sedimentary depocentres in the Capbreton Canyon.

5.3. Processes

Because of their regular thickness (one every 1 to 3 cm according to the terraces) and of their silty bases, the turbidites of the lowest and middle terraces must result from flows of relative constant behaviour. The uniform small thickness of the turbidites suggests small scale turbidity currents, such as small pulses. The terraces seem constructed by the overspilling of turbidity currents. Calculated with $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and C^{1-} dates, the frequencies exhibit regular events of annual frequency.

The highest terrace presents on the SAR echosounding profile a little levee-like relief on its external edge. In addition to a well-developed bioturbation (Fig. 5) and a constant grain size mode inferior to 10 μm , the moderate sedimentation rate (in regard to lower terraces) suggests that the sedimentation mainly results from a uniform draping on the highest terrace through the entire Holocene. On the X-ray imagery of the core PP10-07, some sparse beddings could indicate that exceptional turbidite flows reach the highest terrace.

There appears to be two main types of sedimentary processes on the Capbreton Canyon terraces: those that produce homogeneous silty-clayey deposits and those that form fine-grained turbidites with an annual frequency.

Along the Iberian margin, similar high Holocene sedimentary activities over terraces are related by numerous studies in the Nazaré Canyon which head into the coastal zone, like the Capbreton Canyon (de Stigter et al., 2007; Arzola et al., 2008; Lastras et al., 2009; Masson et al., 2010, 2011). In the Upper Nazaré Canyon, at approximately 3500 m water depth, 40 m above the thalweg, terraces present silty-mud turbidites of regular spacing (1–2 cm) (Arzola et al., 2008). They are thought to result from regular small-scale events of annual frequency (de Stigter et al., 2007; Arzola et al., 2008). By comparison with the Var system (Mulder et al., 1998), these events are supposed to be generated by overloading and oversteepening of sediment due to failure during storm and/or flood episodes (Arzola et al., 2008). In contrast with Capbreton Canyon, turbidite facies do not represent the complete sediment accumulation on the terraces. Despite this, the turbidite characteristics seem quite similar to those of the turbidites developed on the lowest and middle terraces of Capbreton Canyon.

As in Capbreton Canyon, the terraces of Nazaré Canyon are also sites of rapid sediment accumulation and feature deposition rates of 0.5–1.4 cm/year (Masson et al., 2010, 2011) and 1.6–2.4 cm/year, as estimated by $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ (Arzola et al., 2008). These high sedimentation rates are measured for muddy sediments with sparsely scattered silt throughout and are interpreted as being characteristic of nepheloid fallout (Arzola et al., 2008). Nepheloid layers are related to semidiurnal internal tide processes, which are very active in the Upper Nazaré Canyon (de Stigter et al., 2007; Arzola et al., 2008). These descriptions are strongly reminiscent of the bioturbated muddy sediment facies of the highest Capbreton terrace where more moderate but comparable sedimentation rates (0.23 cm/year) exist and could be attributed to quasi-continuous settling from nepheloid layers.

Internal tides are an important hydrological process in the Bay of Biscay and can generate nepheloid layers. In Capbreton Canyon, the currents measured by Mulder et al. (2012) exhibit bi-directional currents that are related to semi-diurnal periods and internal tides. The canyon is located in the most protected area of the Bay of Biscay which has for consequence internal waves of low energy that preserve the deposited sediments from reworking (Mulder et al., 2012).

Arzola et al. (2008) proposes distinct processing for delivering sediments to the Nazaré Canyon terraces: one is dominated by settling, and the other is dominated by “true” gravity processes. In contrast, Masson

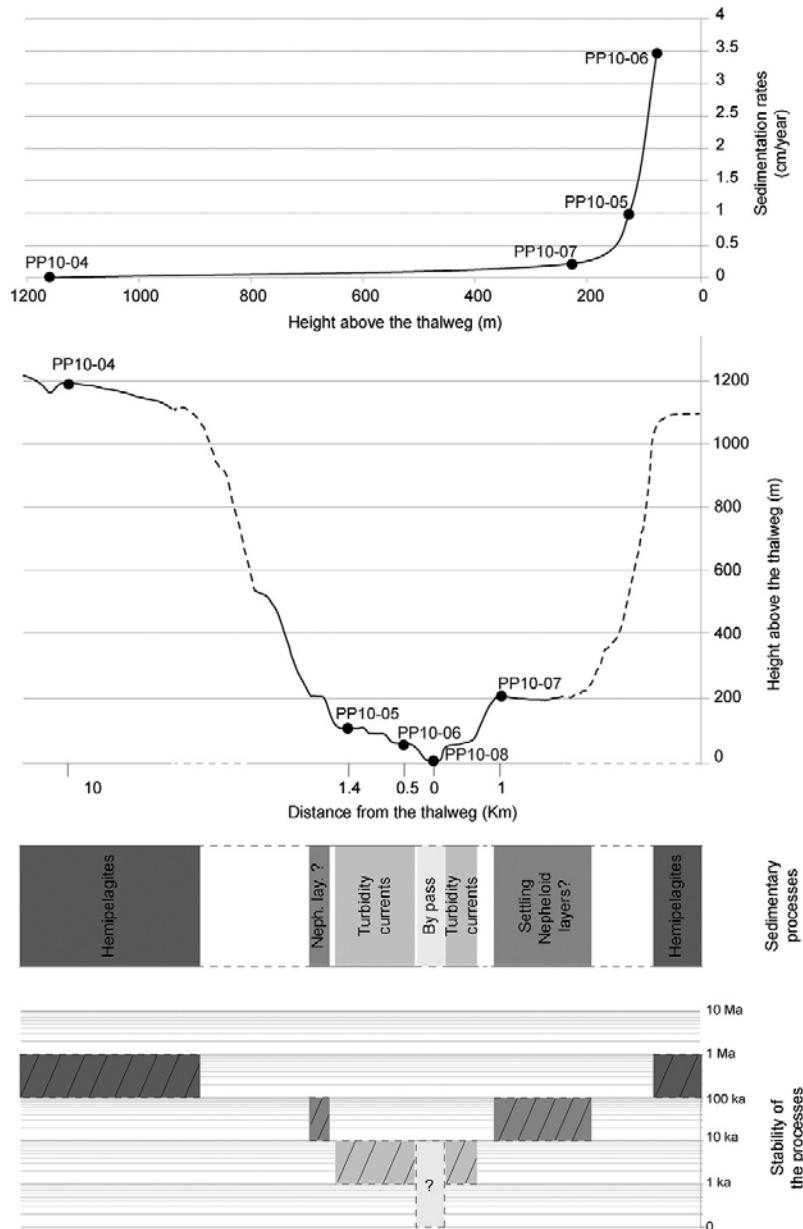


Fig. 10. Synthesis of the sedimentary processes that act over the terraces in Capbreton Canyon. This figure illustrates a vertical continuum in the processes regarding the height of the terraces above the thalweg.

et al. (2011) proposed a process continuum that seems quite well illustrated by the 1600 m water depth cores of Capbreton Canyon. This continuum extends from lateral advection of nepheloid layers through weak muddy turbidity currents to stronger turbidity currents that are capable of transporting sands (Masson et al., 2011). On the core transect over Capbreton Canyon, sedimentary accumulation decreases with the distance to the thalweg (Fig. 10). The thalweg presents sands, thereby suggesting that strong turbidity currents occur. The lowest and middle terraces record silty–muddy turbidity currents and the highest is identified as dominated by settling from nepheloid layers which could themselves be alimanted by the turbidity plumes. Numerical modelling

of the flows within Capbreton Canyon (Salles et al., 2008) suggests that turbidity currents can be depositional on terraces located 180 m above the thalweg at 1800 m water depth and 63 km from the head of the canyon (in linear distance, i.e., close to the studied cores). The thickness of the flow is estimated to 200 m and evolves according to the canyon morphology: the wider the channel, the lower the flow thickness and spreads. Based on numerical modelling, turbidity currents do not reach the highest terrace. This result agrees with the hypothesis of the dominance of settling processes from nepheloid layers rather than dynamic deposition over the highest terrace and is coherent with the idea of a processes continuum (Fig. 10).

5.4. Evolution of terraces over the last 2000 years

Gaudin et al. (2006) presented accumulation rate of 4.5 cm/year over the last 775 years on a terrace located at 431 m water depth, 30-km from the head and 125 m above the thalweg floor (Fig. 2). Located at approximately 1600 m water depth, 110 km from the head and 75–125 m above the thalweg, the lowest and middle terraces of this study present sedimentation rates that are 1.5 to 4 times less. All samples were collected on hemispherical terrace (according to the nomenclature established by Gaudin et al. (2006) for Capbreton Canyon). This type of terraces is thought to be constructed by spill-over of turbidity currents and is interpreted as a levee or “confined levee” (Gaudin et al., 2006). This is coherent with the observation of thinning-up fining-up turbidite evolution on the middle terrace (Fig. 5).

Gaudin et al. 2006 also presented an accumulation rate of 12 cm/year for the time period 775–2390 years BP and explained the significant decrease between the two periods by the disconnection of the Adour River in the last 16th century which would have led to a substantial decrease of sediment supply and accumulation in the canyon.

The fining-up, thinning-up evolution of the middle terrace suggests that less-and-less-energetic turbidity currents reach the terrace with terrace growth. The same evolution is not clearly recorded on the lowest terrace most likely because it formed more recently and has had a shorter existence (<500 year vs. >2000 year). The coherency is high between sedimentation rates from both $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ measurements (1.2 cm/year) and ^{14}C dates (1.0 cm/year), thus suggesting no major change in sediment accumulation. Furthermore, the age model attests to thinning-up, fining-up evolution initiated on the terrace formerly to the disconnection from the Adour River. The explanation supported by this study for decreasing sedimentation rates over terraces is autocyclic processes linked to the vertical development of confined levee rather than an impact of the disconnection from the Adour River.

5.5. Short lives of terraces

According to the SAR echosoundings, the lowest and middle terraces present subparallel reflectors on less than 50 m (Fig. 4). Penfeld penetrometre stops at 24 or 25 m after the sediment floor (according to the terraces), thus suggesting a break in the sedimentation (Fig. 7). It must be stopped by an overconsolidated surface, which could have a different origin as a slide surface or overconsolidated or coarse sediments.

Considering a 3.5 cm/year sedimentation rate at 1625 m water depth, the canyon would be filled-in in less than 50 ka. These extreme sedimentation rates imply that terraces must have short lives. The overconsolidated surface could be interpreted as the base of the recent sediments (<2000 years) which is in coherence with the rare isolated erosional phases over terraces as evidenced by numerical modelling (Salles et al., 2008). These elements suggest short-lived terraces with life cycles of approximately a few thousand years. The lowest terraces seem to be submitted to more frequent reworking. Chirp data suggest a maximal height for the lowest terraces of approximately 40 m. Excluding the presence of any erosional surface, the live of terraces would be between 1200 and 4000 years.

5.6. Record of annual and/or decennial storms

Regular turbidites over the terraces are interpreted as results of turbidity currents generated by storms. A supposition is that storms of particularly high magnitude could generate thicker and coarser deposits. The work of Mulder et al. (2001b) demonstrates the impact on the canyon sedimentation of the decennial 1999 storm Martin. An 18-cm thick turbidite was identified by coring in the thalweg axis at 647 m water depth and 20 km from the head; thus turbidite was undoubtedly generated by the 1999 Martin storm. 110 km from the

head, no evidence of decennial events or decennial cyclicity is detected in the turbidite record over the lowest and middle terraces.

The events presented in this study are of annual frequency. Mulder et al. (2012) reported that a mooring records a turbulent surge during the winter of 2007, at 500 m water depth in the canyon. The turbulent surge can be considered either as a simple increase of the concentration of the nepheloid layer or as an intensification of the longshore drift and the plunging of sediment-laden water in the shallow canyon head (Mulder et al. 2012). The turbulent surge did not reach the 1500 m water depth mooring. Despite the weak intensity of the particular storm presented in Mulder et al. (2012), such classical winter storms are most likely the type of storm at the origin of the onset of the turbidites of annual frequency. In this case, if they are generated by an increase in the longshore drift, the longshore drift would be a major contributor to the sedimentary budget of Capbreton Canyon.

An explanation for the difference between the turbidite frequency proposed in this study (1/year) and in the study of Mulder et al. (2001b) (1/10 years) could be that more intensive reworking of the terraces occurred in the uppermost canyon. Despite numerical modelling establishing that terraces are net-depositional areas, they also attest that erosional surfaces could exist between depositional phases (Salles et al., 2008). Mudclasts at the erosional base of the Martin storm turbidite in the upper canyon (Mulder et al., 2001b) suggest more intense reworking than the slight erosional base of the turbidites in the more distal terraces. Downcanyon, sedimentation over terraces could be better protection against of such intense erosion and preserved the deposits of annual events generated by “classical” winter storm.

5.7. Impact on sedimentation of the recent disconnection from the Adour River

Important sedimentary accumulation is currently occurring in Capbreton Canyon. However, the canyon has been disconnected from the Adour River since 1310 AD (Klingebiel and Legigan, 1978).

The chronostratigraphic framework of the middle terrace realised at fine scales covers the historical period of the Adour River movements between the Capbreton, Vieux-Boucau and Bayonne sites (1310 AD–1578 AD) (Fig. 9). No major change is recorded in sedimentation rates over this period: the last century has a sediment rate of 1.2 cm/year ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ measurement), and the 1139–1454 AD period has a sediment rate of 1.0 cm/year (^{14}C dates of the core PP10-05). The impact of the last disconnection of the canyon from the Adour River seems minor in terms of the sedimentary budget at approximately 1600 m water depth in the canyon. This suggests that the importance of longshore drift contribution to the sedimentary input of Capbreton Canyon has been overlooked until now.

If registered, the impact on the sedimentation of the disconnection would be visible in the first 3.5 m of core PP10-05 because of the 1454 AD date at 337 cm. What is indeed observed is a break in the Ti/Ca signal, which is evidenced by a sharp increase (Fig. 7). Looking in more details, only the Ca displays a significant upward change of its values compared with constant Ti values. In Cap-Ferret Canyon, interface cores display similar decreasing trend in CaCO_3 (Cremer et al., 1999), which was interpreted as increasing terrigenous sediment trapping along the inactive canyon axis. The Adour disconnection surprisingly corresponds to a relative increase of the “terrigenous” part of deposits.

According to the high frequency of turbidites deposits, Ca variations could hardly account for only direct vertical pelagic flux in regards to the terrigenous input, but they can primarily account for the relative amount of reworked carbonate particles. This is confirmed by the angular shapes of the carbonates grains and the covariance of Ca and Zr in a similar saw pattern (a sharp increase then progressive decrease through turbidite sequences), whereas Zr is supported by siliciclastic particles (Rothwell et al., 2006). Before the disconnection, continental waters flowing over the calcareous part of the Adour basin directly reached

Capbreton Canyon. Currently, these waters have their outlet 15 km southward (Fig. 9). The Adour River currently has a solid discharge rate of 0.25 Mt. year⁻¹ (Maneux et al., 1999) and the Adour plume seems orientated northward by currents (Petus et al., 2010), i.e., in the direction of the Capbreton Canyon head. Clastic carbonates grains could be trapped by the longshore drift and transported to the canyon head despite the disconnection. Their quantity would be reduced because of a longer transport length.

Autocyclic processes are the dominant processes to explain the fining-up evolution of the core, which is initiated at the base of the core. The uppermost part of the terrace (0–300 cm, or approximately 15% of the entire core) could be clearly isolated on a grain-size basis. A longer transport of the particle from the Adour mouth to the canyon could participate to reduce the grain size without reducing the sediment accumulation rate since the last disconnection.

The Adour River is the main sediment provider for the south of the Bay of Biscay. The key role of the Adour River in the sedimentary budget of Capbreton Canyon during the Holocene highstand sea-level conditions can be discussed. This study presents high sedimentation rates in the canyon far from the head, even after the disconnection from the river. The influence of storms on the longshore drift is discussed in details in Mulder et al. (2012). The annual turbidite frequencies are supposed to be linked to storms and possibly to the storm influence on the longshore drift. Detrital carbonates grains could be transported to the canyon head by the Adour plume which bypasses the longshored rift, turns northward and reaching the head of Capbreton Canyon (Petus, 2009). Mazières (in prep.) has determined the presence of clay mixed with organic matter in the head of the canyon, thereby suggesting that the Adour plume take part in the sedimentary supply of the canyon. Numerical modelling seems to indicate that the longshore drift could transport massive quantities of beach sediments toward the canyon head (Mazières et al., 2013). All these elements converge to suggest that the longshore drift contribution in Capbreton Canyon during the Holocene had been most likely overlooked until now and that the impact of the Adour River is not completely cancelled by the disconnection from the canyon.

6. Conclusions

A detailed sedimentological analysis of cores through reconstruction of sediment accumulation rates, turbidite frequency, turbidite thickness and grain-size evolutions, has provided new insights into the sedimentary activity of the Capbreton system and of its surroundings over the last 120 ka. The following conclusions are consequently proposed:

- 1) The surrounding Landes Plateau and Cantabrian margin are subject to a hemipelagic sedimentation which classically records the regional climatic events until at least the last 120 ka. Important similarities in the sedimentation on the Landes Plateau and the Cantabrian margin supported the uniform character of the hemipelagic sedimentation.
- 2) The chronostratigraphic framework demonstrates that regional climatic events from He6 to the Holocene are indeed present in the south of the Bay of Biscay. Despite this, a major opposition exists in the sediment records of the north and south margins of the Bay of Biscay, as evoked by previous studies. This study compares for the first time sediment cores from the north and south margin of the Bay of Biscay. Localised outside the Manche Paleoriver axis which gathers the sedimentary flux from the European ice-sheet glacial outburst, the Capbreton Canyon area does not exhibit exceptional sedimentary input, unlike the Armorican and Celtic margins.
- 3) This new dataset allows one to project farther down in the canyon the high Holocene sedimentation rate. Complementary sedimentary processes are proposed to fit with depositional models of the terraces. Dynamic deposition by turbidity currents is indeed the main process on the terraces that are closest to the thalweg.

However, the impact of nepheloid layers and settling processes to explain the linear age model and absence of sedimentary structures over the highest terraces cannot be overlooked. This conclusion is highly coherent with previous work regarding the high Holocene sedimentation rate of Capbreton Canyon (Gaudin et al., 2006; Salles et al., 2008).

- 4) The 1/year frequency of the turbidity surges recorded down canyon, compared with the 1/10 years frequency up canyon proposed in the literature (Mulder et al., 2001b) suggests that sediment would be better preserved downcanyon because of less energetic surges and consequently less intensive reworking over the terraces than upcanyon. This is coherent with numerical modelling of the turbidity currents in Capbreton Canyon (Salles et al., 2008).
- 5) The high resolution of the data through the last 2000 years helps to better understand the influence of the last disconnection of Capbreton Canyon from its main provider, the Adour River, in 1310 AD. Gaudin et al. (2006) argued for a substantial decrease of both sediment supply and sediment accumulation in the canyon. The linear sedimentation rate and settling processes over the highest terraces compared with decreasing sedimentation rates and dynamic deposition suggest rather that the decrease in sedimentation rates is due to autocyclic processes that are linked to terraces construction. As far as 80 km far from the head of the canyon, this study established a major change in the chemical arrangement of the sediment with a decrease in carbonates particles rather than a shift in the volume of sedimentary input since the disconnection of canyon from the Adour River. The location of the canyon head at the shoreline and hydrodynamic activity, especially the longshore drift, are the best explanations for this continuous sedimentary input.

Acknowledgements

The authors would like to thank the captain and crew of the R/V *Pourquoi pas?* and all the colleagues and technicians who participated in the SARGASS cruise. Special thank is given to I. Billy, G. Chabaud, J. Saint-Paul, B. Martin and P. Lebleu for their help in lab analyses. This work was funded by the INSU-CNRS programmes “Soutien au Campagnes à la mer” and “Action Marges” and benefited of C¹⁴ measurements facilities from “Artemis” programme. The authors thank the two anonymous reviewers for their comments, which greatly helped to strengthen this paper.

References

- Abadie, S., Butel, R., Mauriet, S., Morichon, D., Dupuis, H., 2006. Wave climate and longshore drift on the South Aquitaine coast. *Continental Shelf Research* 26, 1924–1939.
- Arzola, R.G., Wynn, R.B., Lastras, G., Masson, D.G., Weaver, P.P.E., 2008. Sedimentary features and processes in the Nazaré and Setúbal submarine canyons, west Iberian margin. *Marine Geology* 250, 64–88.
- Auffret, G., Zaragosi, S., Dennielou, B., Cortijo, E., Van Rooij, D., Grousset, F., Pujol, C., Eynaud, F., Siebert, M., 2002. Terrigenous fluxes at the Celtic margin during the last glacial cycle. *Marine Geology* 188, 79–108.
- Austin, W.E.N., Hibbert, F.D., Rasmussen, S.O., Peters, C., Abbott, P.M., Bryant, C.L., 2012. The synchronization of palaeoclimatic events in the North Atlantic region during Greenland Stadial 3 (ca. 27.5 to 23.3 kyr b2k). *Quaternary Science Reviews* 36, 154–163.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology* 19, 445–467.
- Bellec, V.K., Cirac, P., 2010. Internal architecture of the soft sediment cover of the South-Aquitaine shelf (Bay of Biscay): A record of high frequency sea level variations? *Comptes Rendus Geosciences* 342, 79–86.
- Berthois, L., Brenot, R., 1962. Bathymétrie du secteur atlantique du banc de Porcupine (Ouest de l'Irlande) au Cap Finistère (Espagne). *Morphologie et géologie sous-marine. Revue des Travaux de l'Institut de Pêche Maritime* 26, 219–272.
- Biscara, L., Mulder, T., Martinez, P., Baudin, F., Etcheber, H., Jouanneau, J.M., Garlan, T., 2011. Transport of terrestrial organic matter in the Ogooué deep sea turbidite system (Gabon). *Marine and Petroleum Geology* 28, 1061–1072.
- Bois, C., Pinet, B., Gariel, O., 1977. The sedimentary covers along the ECORS Bay of Biscay deep seismic reflection profile. A comparison between the Parentis basin and other

- European rifts and basins. In: Bois, C., Gariel, O. (Eds.), *Deep seismic study of the earth's crust, ECORS Bay of Biscay survey. Mémoire de la Société Géologique de France*, pp. 143–165.
- Bourillet, J.F., Zaragosi, S., Mulder, T., 2006. The French Atlantic margin and deep-sea submarine systems. *Geo-Marine Letters* 26, 311–315.
- BRGM, 2013. Carte lithologique simplifiée 1/1000000. InfoTerre (on line). <http://infoterre.brgm.fr/viewer/MainTileForward.do>. See the 18th of June, 2013.
- Chaillou, G., Schäfer, J., Anschutz, P., Lavaux, G., Blanc, G., 2003. The behaviour of arsenic in muddy sediments of the Bay of Biscay (France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 2993–3003.
- Chaillou, G., Schäfer, J., Blanc, G., Anschutz, P., 2008. Mobility of Mo, U, As, and Sb within modern turbidites. *Marine Geology* 254, 171–179.
- Cirac, P., Bourillet, J.F., Gribouard, R., Normand, A., Mulder, T., Bellec, V., Berné, S., Cremer, M., Gorini, C., Gonthier, É., Michel, D., Satra, C., Viana, A., 2001. Canyon of Capbreton: New morphostructural and morphosedimentary approaches. First results of the ITAS cruise [Le canyon de Capbreton: Nouvelles approches morphostructurales et morphosedimentaires. Premiers résultats de la campagne Itas]. *C. R. Acad. Sci. Paris. Sciences de la Terre et des planètes Earth and Planetary Sciences* 332, 447–455.
- Cremer, M., 1983. (Thèse de Doctorat) Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques: l'éventail profond du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne), la série des Grés d'Annot (Alpes de Haute Provence), 1. Univ. Bordeaux 344.
- Cremer, M., Weber, O., Jouanneau, J.M., 1999. Sedimentology of box cores from the Cap-Ferret Canyon area (Bay of Biscay). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 46, 2221–2247.
- de Stigter, H.C., Boer, W., de Jesus Mendes, P.A., Jesus, C.C., Thomsen, L., van den Bergh, G.D., van Weering, T.C.E., 2007. Recent sediment transport and deposition in the Nazaré Canyon, Portuguese continental margin. *Marine Geology* 246, 144–164.
- Deregnacourt, D., Boillot, G., 1982. Nouvelle carte structurale du Golfe de Gascogne. *Compte-rendu de l'Académie des Sciences de Paris Série II* 219–222.
- Elliot, M., Labeyrie, L., Dokken, T., Manthe, S., 2001. Coherent patterns of ice-rafted debris deposits in the Nordic regions during the last glacial (10–60 ka). *Earth and Planetary Science Letters* 194, 151–163.
- Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S., Imbert, P., 2006. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters* 26, 331–345.
- Grousset, F.E., Pujol, C., Labeyrie, L., Auffret, G., Boelaert, A., 2000. Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? *Geology* 28, 123–126.
- Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* 285, 69–86.
- Heinrich, H., 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* 29, 142–152.
- Hemming, S.R., 2004. Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* 42 (RG1005), 1001–1043.
- Klingebiel, A., Legigan, P., 1978. IV^e centenaire du détournement de l'Adour 1578–1978. *Extrait des actes du Congrès de Bayonne*, pp. 23–33.
- Lastaras, G., Arzola, R.G., Masson, D.G., Wynn, R.B., Huvenne, V.A.L., Hühnerbach, V., Canals, M., 2009. Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin. *Geomorphology* 103, 310–329.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene–Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20, 1–17.
- Lowe, J.J., Rasmussen, S.O., Björck, S., Hoek, W.Z., Steffensen, J.P., Walker, M.J.C., Yu, Z.C., 2008. Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews* 27, 6–17.
- Maneux, E., Dumas, J., Clément, O., Etcheber, H., Charrin, X., Etchart, J., Veyssy, E., Rimmel, P., 1999. Assessment of suspended matter input into the oceans by small mountainous coastal rivers: The case of the Bay of Biscay. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Série IIa: Sciences de la Terre et des Planètes* 329, 413–420.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore Jr., T.C., Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27, 1–29.
- Masson, D.G., Huvenne, V.A.L., de Stigter, H.C., Wolff, G.A., Kiriakoulakis, K., Arzola, R.G., Blackbird, S., 2010. Efficient burial of carbon in a submarine canyon. *Geology* 38, 831–834.
- Masson, D.G., Huvenne, V.A.L., de Stigter, H.C., Arzola, R.G., LeBas, T.P., 2011. Sedimentary processes in the middle Nazaré Canyon. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 58, 2369–2387.
- Mazieres, A., Gillet, H., Castelle, B., Mulder, T., Guyot, C., Garlan, T., Mallet, C., 2013. High resolution morphobathymetric analysis and last decade evolution of the head of the Capbreton submarine canyon (south-east Bay of Biscay – French Atlantic coast). Descriptive and numerical modelling approaches (submitted to *Marine Geology*).
- McManus, J.F., 2004. A great grand-daddy of ice cores. *Nature* 429, 611–612.
- Ménot, G., Bard, E., Rostek, F., Weijers, J.W.H., Hopmans, E.C., Scheuten, S., Sinninghe Damsté, J.S., 2006. Early reactivation of European rivers during the last deglaciation. *Science* 313, 1623–1625.
- Michels, K.H., Suckow, A., Breitzke, M., Kudrass, H.R., Kottke, B., 2003. Sediment transport in the shelf canyon "Swath of No Ground" (Bay of Bengal). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 50, 1003–1022.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* 18, 251–255.
- Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., Sage, F., 2012. Hydrodynamic processes, velocity structure and stratification in natural turbidity currents: Results inferred from field data in the Var turbidite system. *Sedimentary Geology* 245–246, 48–62.
- Mojtahid, M., Eynaud, F., Zaragosi, S., Scourse, J., Bourillet, J.F., Garlan, T., 2005. Palaeoclimatology and palaeohydrography of the glacial stages on Celtic and Armorican margins over the last 360,000 yrs. *Marine Geology* 224, 57–82.
- Mulder, T., Savoye, B., Piper, D.J.W., Syvitski, J.P.M., 1998. The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. *Geological Society Special Publication* 145–166.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J.C., 2001a. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: A record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters* 21, 86–93.
- Mulder, T., Weber, O., Anschutz, P., Jorissen, F.J., Jouanneau, J.M., 2001b. A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Marine Letters* 21, 149–156.
- Mulder, T., Cirac, P., Gaudin, M., Bourillet, J.F., Tranier, J., Normand, A., Weber, O., Gribouard, R., Jouanneau, J.M., Anschutz, P., Jorissen, F.J., 2004. Understanding continent-ocean sediment transfer. *Eos* 85 (257), 261–262.
- Mulder, T., Zaragosi, S., Garlan, T., Mavel, J., Cremer, M., Sottolichio, A., Sénéchal, N., Schmidt, S., 2012. Present deep-submarine canyons activity in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Marine Geology* 295–298, 113–127.
- Nesteroff, W.D., Duplaix, S., Sauvage, J., Lancelot, Y., Melères, F., Vincent, E., 1968. Les dépôts récents du Canyon de Capbreton. *Bulletin de la Société Géologique de France* X 218–252.
- Penaud, A., Eynaud, F., Turon, J.L., Zaragosi, S., Malaizé, B., Toucanne, S., Bourillet, J.F., 2009. What forced the collapse of European ice sheets during the last two glacial periods (150 ka B.P. and 18 ka cal B.P.)? Palynological evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 281, 66–78.
- Petus, C., 2009. Qualité des eaux côtières du sud du Golfe de Gascogne par télédétection spatiale. *Physique de l'environnement Université de Bordeaux 1*, Bordeaux 380.
- Petus, C., Chust, G., Gohin, F., Doxaran, D., Froidefond, J.M., Sagarmínaga, Y., 2010. Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. *Continental Shelf Research* 30, 379–392.
- Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu, C., Le Dren, E., 2004. The Danube submarine canyon (Black Sea): Morphology and sedimentary processes. *Marine Geology* 206, 249–265.
- Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Sternberg, R.W., 2003. Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the Eel continental margin (northern California). *Marine Geology* 193, 129–149.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Burr, G.S., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hajdas, L., Heaton, T.J., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S.W., Reimer, R.W., Richards, D.A., Southon, J.R., Talamo, S., Turney, C.S.M., van der Plicht, J., Weyhenmeyer, C.E., 2009. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51, 1111–1150.
- Rothwell, R.G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I.W., Frenz, M., 2006. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during marine isotope stages 1–3: An application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. *Geological Society Special Publication* 267, 79–98.
- Salles, T., Lopez, S., Cacas, M.C., Mulder, T., 2007. Cellular automata model of density currents. *Geomorphology* 88, 1–20.
- Salles, T., Mulder, T., Gaudin, M., Cacas, M.C., Lopez, S., Cirac, P., 2008. Simulating the 1999 Capbreton Canyon turbidity current with a cellular automata model. *Geomorphology* 97, 516–537.
- Schmidt, S., Howa, H., Mouret, A., Lombard, F., Anschutz, P., Labeyrie, L., 2009. Particle fluxes and recent sediment accumulation on the Aquitanian margin of Bay of Biscay. *Continental Shelf Research* 29, 1044–1052.
- Schoeffler, J., 1965. Le "Gouf" de Capbreton, de l'Éocène inférieur à nos jours. *Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine*, Pau 265–270.
- Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, S.H.O.M., 1967. Carte Bathymétrique n° 6571, Golfe de Gascogne (Partie Sud), échelle 1/224791, 1 ed. D'après les levés effectués de 1951 à 1964 par les Missions hydrographiques des côtes de France sous les directions successives de MM. Grousseau, Manneville, Brie, Le Fur et Orlais, Brest.
- Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s–1990s): Deep-water processes and facies models—a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology* 17, 285–342.
- Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons: Multiple causes and long-time persistence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 65, 1062–1077.
- Shepard, F.P., Dill, R.F., 1966. Submarine canyons and other sea valleys. *Rand McNally Comp.*, Chicago.
- St-Onge, G., Mulder, T., Francus, P., Long, B., 2007. Chapter two continuous physical properties of cored marine sediments. In: Hillaire-Marcel, C., De Vernal, A. (Eds.), *Developments in Marine Geology*, pp. 63–98.
- Stow, D.A.V., Shanmugam, G., 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology* 25, 23–42.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Naughton, F., Cremer, M., Eynaud, F., Dennielou, B., 2008. Activity of the turbidite levees of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events. *Marine Geology* 247, 84–103.

- Vanney, J.R., 1973. La géomorphologie sous-marine. Structure et géomorphologie dynamique des fonds marins. Collection Géologie des Aires Océaniques. Masson 1–235.
- Zaragosi, S., Eynaud, F., Pujol, C., Auffret, G.A., Turon, J.L., Garlan, T., 2001a. Initiation of the European deglaciation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): A multi-proxy approach. *Earth and Planetary Science Letters* 188, 493–507.
- Zaragosi, S., Le Suavé, R., Bourillet, J.F., Auffret, G.A., Faugères, J.C., Pujol, C., Garlan, T., 2001b. The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model. *Geo-Marine Letters* 20, 219–232.
- Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfume, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Marine Letters* 26, 317–329.

1.2.3. La terminaison du système turbiditique de Capbreton-Santander

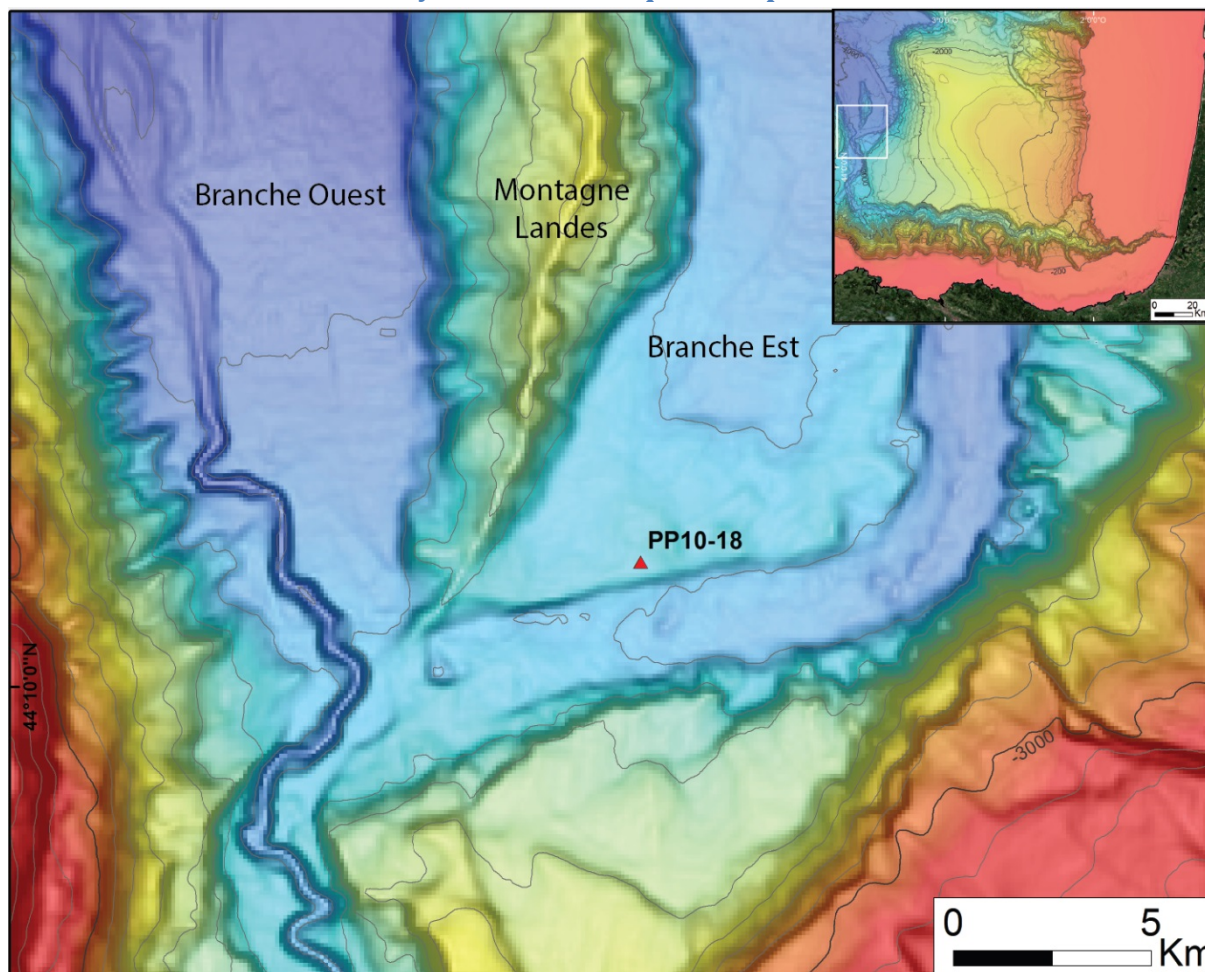


Figure 88 : Carte bathymétrique de la terminaison du canyon de Santander montrant la position de la carotte PP10-08 sur la rive gauche de la branche est du canyon.

La carotte PP10-18 est prélevée sur une large terrasse en rive gauche de la branche est du canyon de Santander, prolongement vers le Nord du canyon de Capbreton (Figure 63). Cette terrasse a une surface convexe dissymétrique, *i.e.* un flanc côté thalweg plus raide, un flanc opposé plus doux, une morphologie souvent associée à une levée (Figure 89). De plus, le sondeur de sédiment montre sur cette terrasse un écho-faciès I.2 lité de forte amplitude et de faible pénétration identique à celui identifié sur les terrasses du canyon de Capbreton (Figure 89). Sur ces terrasses, cet échofaciès est associé à des dépôts turbiditiques précédemment interprétés comme des dépôts de levées confinées.

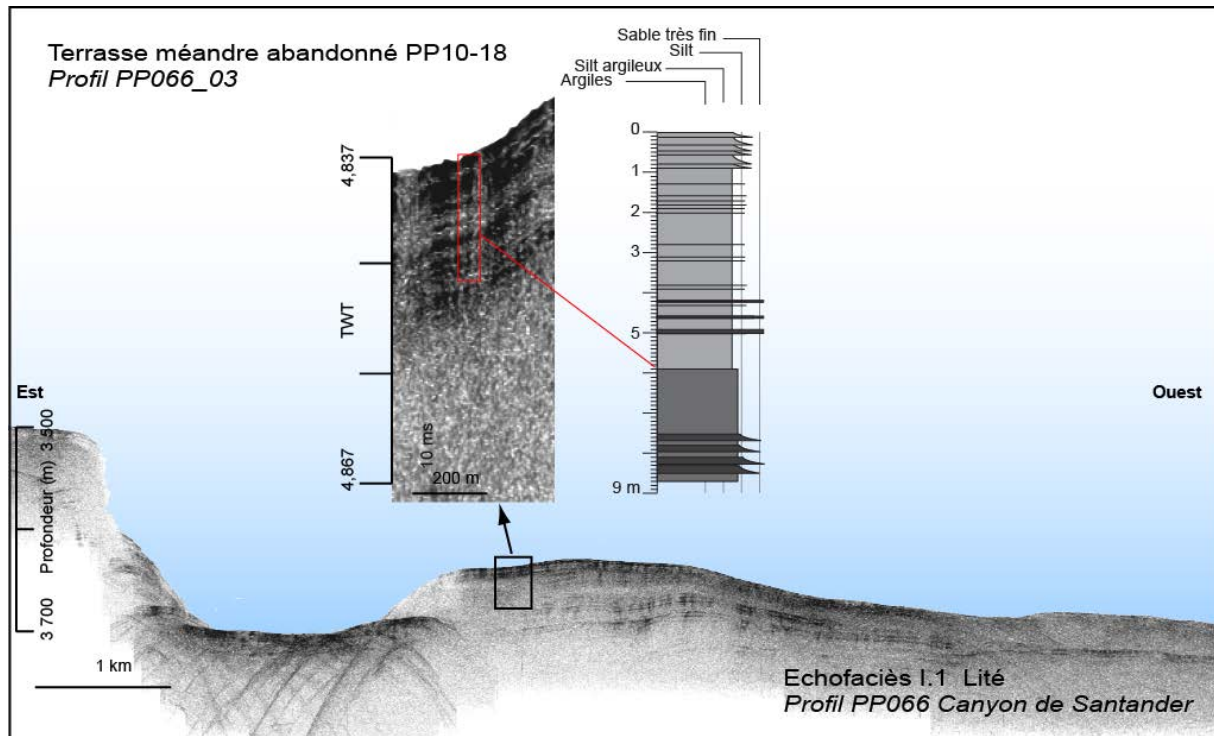


Figure 89 : Calibration de l'échofaciès I.2 par la carotte PP10-18.

La carotte PP10-18 présente de nombreuses séquences centimétriques à décimétriques. De par leur nature argilo-silteuse, leurs bases généralement érosives et leur granodécroissance, elles sont interprétées comme des séquences de débordement, soient les termes Td-e de la séquence de Bouma. Ce faciès sédimentaire est cohérent avec la morphologie et l'écho-faciès de la terrasse : ces éléments permettent de caractériser cette terrasse comme une levée sédimentaire associée à la branche est du thalweg.

Les analyses granulométriques ont permis de mettre en évidence une évolution dans la granularité de ces séquences à l'échelle de la carotte. Le sommet de la carotte (0-120 cm) est particulièrement fin avec un mode dominant unique à 8 μm . Entre 120 et 290 cm, les bases de séquences sont silto-argileuses. De 290 à 500 cm, les bases de séquences ont des granularités comprises entre les silts et les sables fins. De 500 à 740 cm, les séquences ont une base silteuse. Enfin, de 740 cm à la base de la carotte, les séquences sont plus épaisses et les bases sont marquées par des sables fins (Figure 90). Les bases de séquences ont donc une tendance générale à la granodécroissance à l'échelle de la carotte, bien qu'un épisode de plus forte granularité soit présent (290-500 cm). Malgré l'origine turbiditique des dépôts, la bioturbation est forte, surtout de 120 à 500 cm.

Les données XRF illustrent une forte corrélation entre les variations du Zr, du rapport Ti/Ca et la granulométrie (Figure 90). Les bases des turbidites sont marquées par de plus forte granularité (granoclassement), des enrichissements en Zr et des diminutions du ratio Ti/Ca. La diminution du rapport Ti/Ca indique un enrichissement en calcium à la base des turbidites : celui-ci peut correspondre à un enrichissement en particules détritiques carbonatées ou en microfaune. Or, le Zr est porté par les grains de quartz. Par conséquent, une forte augmentation de Zr indique une forte présence de quartz. Ceci suggère que le matériel à la base des turbidites est plutôt silicoclastique que carbonaté. Ainsi, les hausses de Zr et les diminutions du rapport Ti/Ca associées traduisent une

augmentation de la fraction biogène et un enrichissement en particules détritiques silicoclastiques à la base des turbidites. Les hausses de Zr sont particulièrement marquées de 740 cm à la base de la carotte, là où les séquences présentent les plus fortes granularités. Ceci indique que ces séquences sont particulièrement riches en matériel détritique quartzique.

L'analyse stratigraphique de la carotte PP10-18 est basée sur l'abondance de l'espèce *N. pachyderma* (s.). Par analogie avec la carotte de référence PP10-17 (voir note 1), l'abondance de 75 % de *N. pachyderma* (s.) entre 340 et 450 cm est représentative du Younger Dryas ; l'abondance de 95 % de *N. pachyderma* (s.) de 740 cm à la base est représentative de l'évènement de Heinrich 1 (Figure 90). Les datations ^{14}C permettent de dater la base de l'évènement sommital (450 cm) à $13\,012 \pm 45$ cal. yr. BP et le sommet de l'évènement basal (740 cm) à $14\,710 \pm 40$ cal. yr. BP (Figure 90). Les deux dates ^{14}C confirment ainsi la stratigraphie proposée.

Bilan : interprétation de la carotte PP10-18

Il existe un désaccord dans la littérature quant à la branche du chenal de Santander actuellement la plus active. Tous basés sur des données géophysiques sans prélèvement, les travaux des années 80 argumentent en faveur du chenal est-Santander (Nely *et al.*, 1985), les travaux plus récents pour le chenal ouest-Santander (Ercilla *et al.*, 2008). La présence de dépôts de débordement, non scellés par un drapage hémipélagique, sur la terrasse gauche du chenal est-Santander permet de statuer sur une **activité sédimentaire récente** de cette branche.

Le canyon de Santander présente une morphologie intermédiaire entre canyon et système chenal-levée. Ceci s'explique par sa position proche du débouché du canyon de Capbreton et au pied du plateau Landais ainsi que par sa dynamique propre liée à la diminution de la pente. L'héritage structural doit également fortement influencer cette morphologie : le canyon de Capbreton prend place au sein même du front de chevauchement, alors que le canyon de Santander est localisé dans une zone de compensation de ce front, marquée par un décrochement (Roca *et al.*, 2011). Le canyon de Santander correspond donc à la transition entre l'élément architectural « canyon » et celui de « chenal-levée ». Pour le système turbiditique de Capbreton, cela se traduit par un changement dans la dynamique de transport des particules : l'énergie diminue, les processus d'érosion s'atténuent au profit de processus de dépôts. Ceci suggère un **contrôle structural** de la dynamique sédimentaire dans la partie terminale du système turbiditique de Capbreton.

Enfin, les sections de la carotte caractérisées par des séquences turbiditiques présentant les bases les plus grossières correspondent stratigraphiquement à l'évènement de Heinrich 1 et au Younger Dryas. Ceci pourrait traduire une recrudescence de l'activité turbiditique durant ces périodes et suggérerait un **forçage climatique** exercé dans la partie aval du système turbiditique de Capbreton.

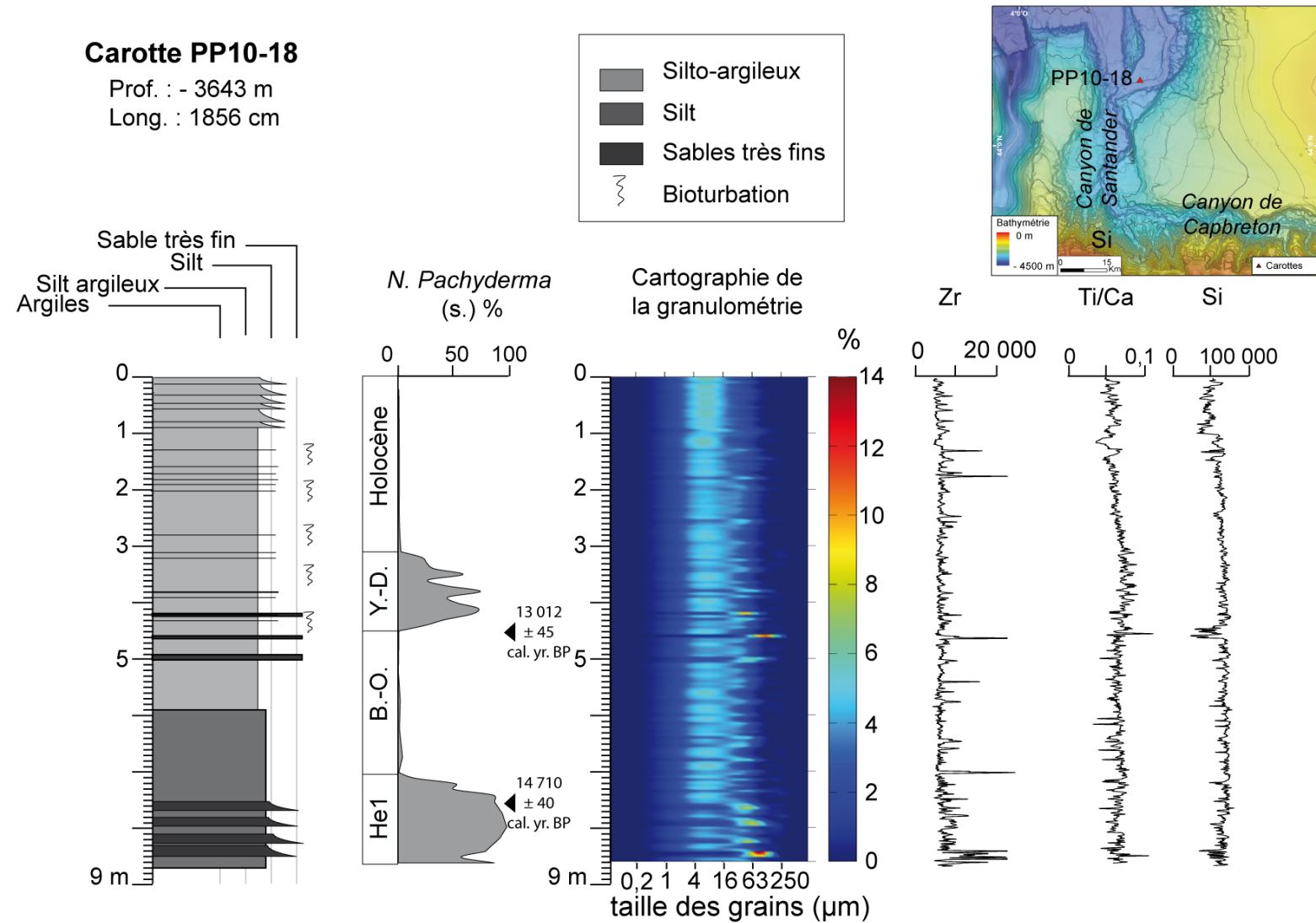


Figure 90 : Lithologie de la carotte PP10-18 prélevée sur la terrasse (rive gauche) du méandre abandonné du canyon de Santander, associée à l'abondance de *N. pachyderma* (s.), la granulométrie, et les données du fluorescence Zr, Ti/Ca et Si.

2. La bordure Nord du canyon de Capbreton : plateau et glissement Landais

Afin de considérer l'évolution au cours du temps d'un système turbiditique, il est important de pouvoir remettre ce système dans un contexte plus global. Pour cela, la première étape est de connaître la morphologie, l'architecture et la dynamique sédimentaire des marges qui l'entourent. Cette partie s'attache donc à étudier l'enregistrement sédimentaire récent (<120 000 ans) du plateau Landais qui bordent le système turbiditique de Capbreton par le Nord.

2.1. Le plateau Landais, une zone préservée

Le plateau Landais est décrit dans la littérature comme un prisme progradant prolongeant la marge Aquitaine. Les données de sondeur de sédiments acquises sur le plateau Landais révèle un écho-faciès lité continu (I.1 ; Figure 64) étendu à l'ensemble du plateau (Figure 65). Ce type d'écho-faciès drapant sur les marges continentales est classiquement interprété dans la littérature comme caractéristique de dépôts hémipélagiques (Damuth et Hayes, 1977 ; Damuth, 1980, Loncke *et al.*, 2009). L'étendue et la parfaite continuité de cet écho-faciès à l'échelle du plateau Landais, la nature de haut-relief du plateau, à l'abri des écoulements gravitaires qui transitent dans le canyon de Capbreton, et sa position suffisamment distale pour éviter les apports sédimentaires directs en provenance de la plate-forme suggèrent que les sédiments superficiels de cette zone serait exempte de remaniement sédimentaire. Par conséquent, le plateau Landais est considéré comme le point de référence stratigraphique pour cette étude du sud du Golfe de Gascogne.

Afin de fournir un cadre stratigraphique à cette étude, une carotte sédimentaire a été prélevée à la terminaison ouest du Plateau Landais à une profondeur de 2 280 m (Figure 91). Elle a été prélevée sur un replat de faible pente (< 1°) dans une zone préservée de sillon ou de figures d'échappement de fluides. La haute qualité de cette carotte (sans pistonage apparent, 17,82 mètres de long) en fera une référence pour la zone d'étude (Figure 91).

L'ensemble de cette carotte présente une lithologie de vase gris-verte en apparence homogène à l'ouverture. Ces vases massives présentent des tâches et auréoles sombres correspondant à des marques diverses de bioturbation. L'analyse de la granularité est réalisée sur l'ensemble de la carotte par pas de 5 cm. L'ensemble de la carotte se situe dans la classe des argiles silteuses.

Deux niveaux, à 420-440 cm et 830-880 cm, apparaissent particulièrement clairs lors de l'ouverture et se révèlent particulièrement denses (sombres) sur les images de radiographie Rx (Figure 92). L'analyse granulométrique révèle que ces deux niveaux, ainsi que les niveaux 110-130 cm et 1 190-1 230 cm, sont plus silteux (Figure 91). Ces niveaux présentent un mode principal à 6 µm et un mode secondaire à 100-150 µm correspondant *a priori* aux nombreux grains anguleux de quartz qui composent les échantillons, interprétés comme de possibles IRD (Figure 92).

L'écho-faciès I.1 est dominant sur le plateau Landais (Figure 65) et peut être calibré par la carotte PP10-17 (Figure 93). Cet écho-faciès se définit par une succession régulière de réflecteurs de haute à moyenne amplitude, continus et parallèles et est caractéristique d'une sédimentation hémipélagique (Damuth et Hayes, 1977, Loncke *et al.*, 2002). Sur toute la longueur de la carotte, il n'y a pas de perturbation de la géométrie des réflecteurs. La régularité du drapage indique que la

sédimentation hémipélagique est ininterrompue. Ceci est un argument complémentaire à la nature fine des dépôts, l'absence de structure sédimentaire à la radiographie Rx et l'importante bioturbation généralisée à l'ensemble de la carotte pour interpréter les sédiments de la carotte PP10-17 comme un enregistrement continu de dépôts hémipélagiques sur le plateau Landais. Cette carotte est donc propice à une analyse paléoclimatique.

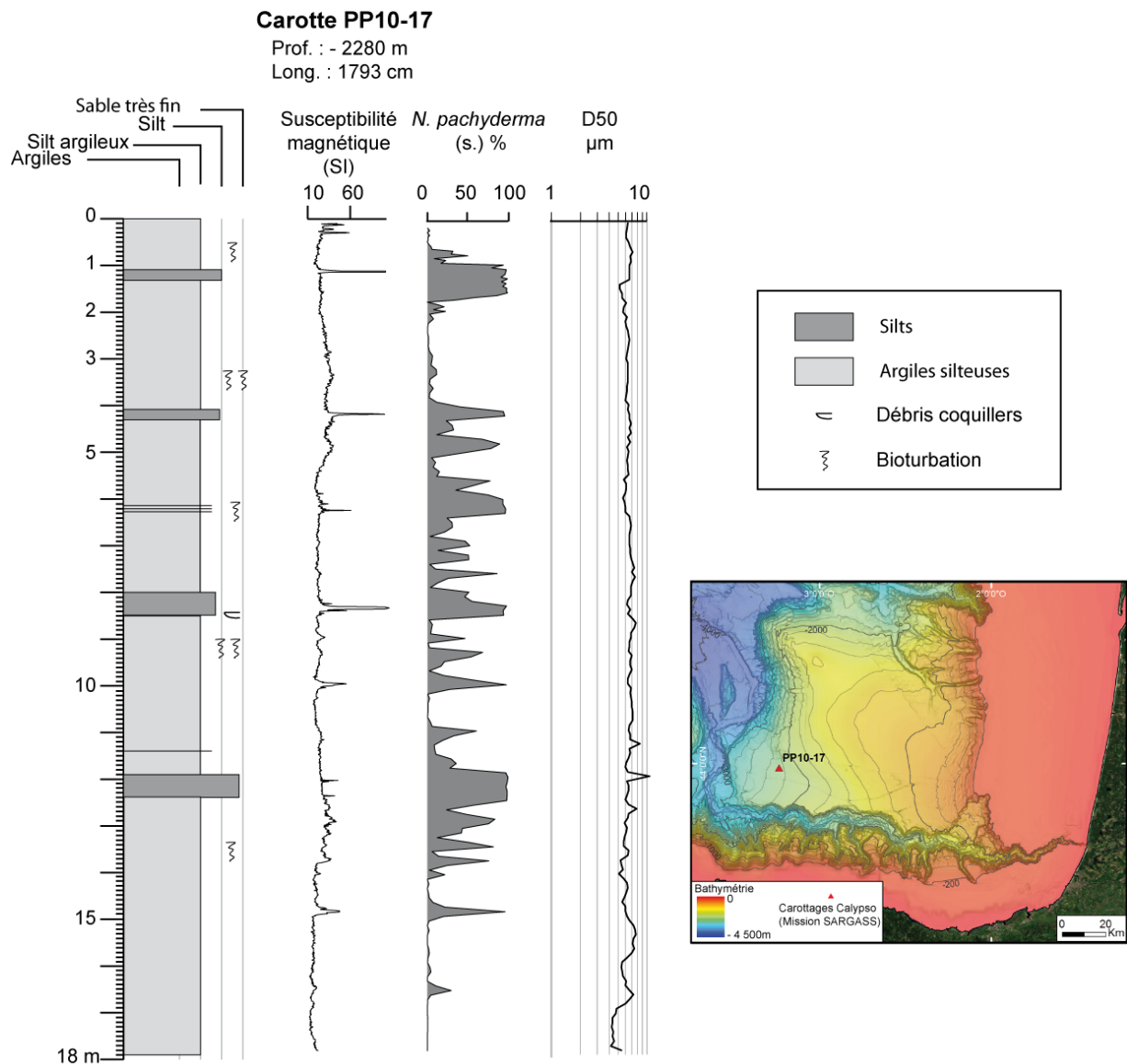


Figure 91 : Lithologie de la carotte PP10-17 prélevée sur le Plateau Landais associée aux mesures de susceptibilité magnétique, aux proportions en *N. pachyderma* (s.) et aux déciles 90 et 50 des mesures granulométriques. La carte indique la position de la carotte, sur la terminaison ouest du plateau Landais.

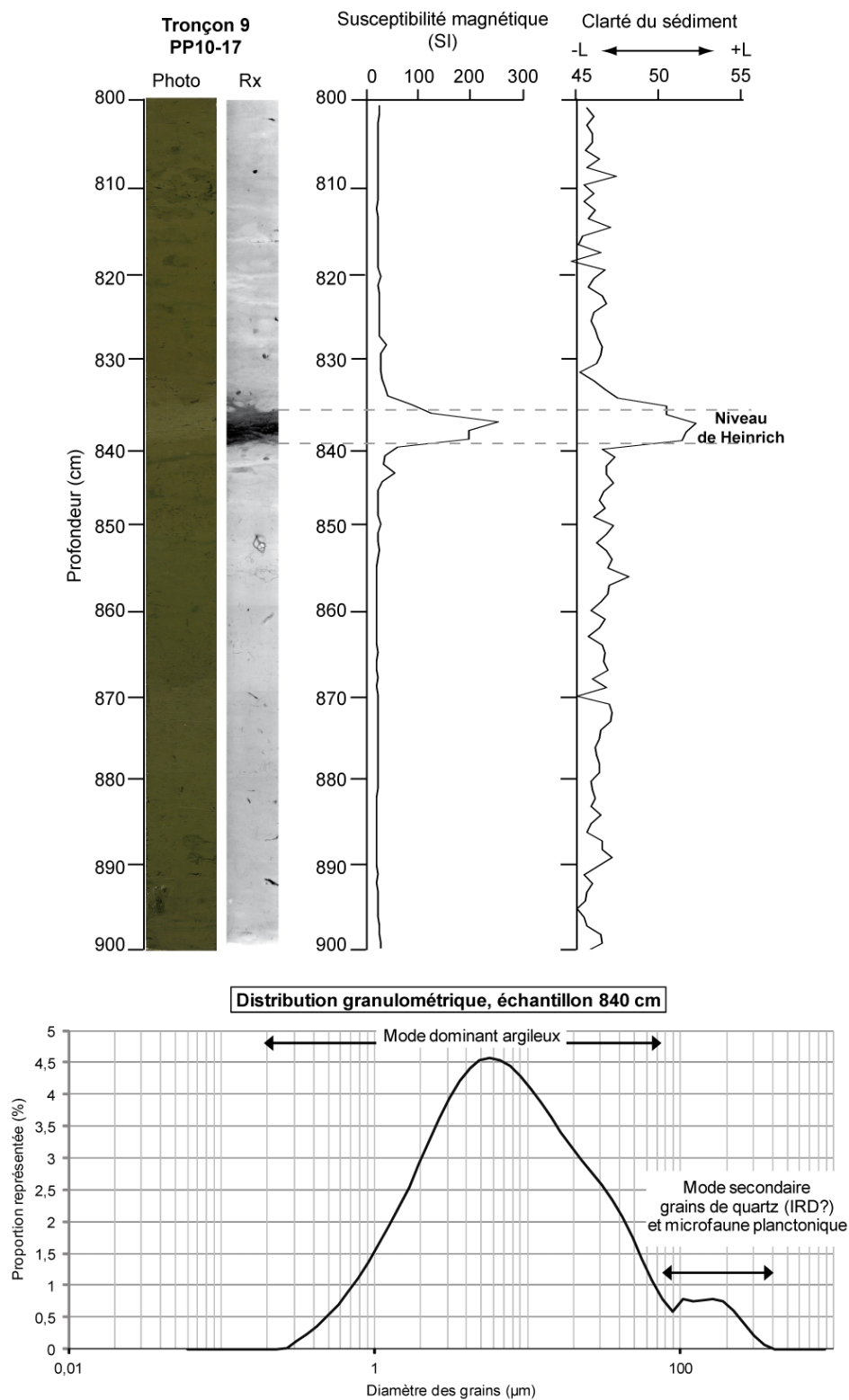


Figure 92 : Haut : Les niveaux de Heinrich : identification à l'ouverture, en Rx, par les données de susceptibilité magnétique et de colorimétrie. Bas : Distribution granulométrique au sein d'un niveau de Heinrich (niveau 840 cm de la carotte PP10-17, soit le niveau d'Heinrich 4) montrant les deux populations de grains à ± 6 et $150 \mu\text{m}$.

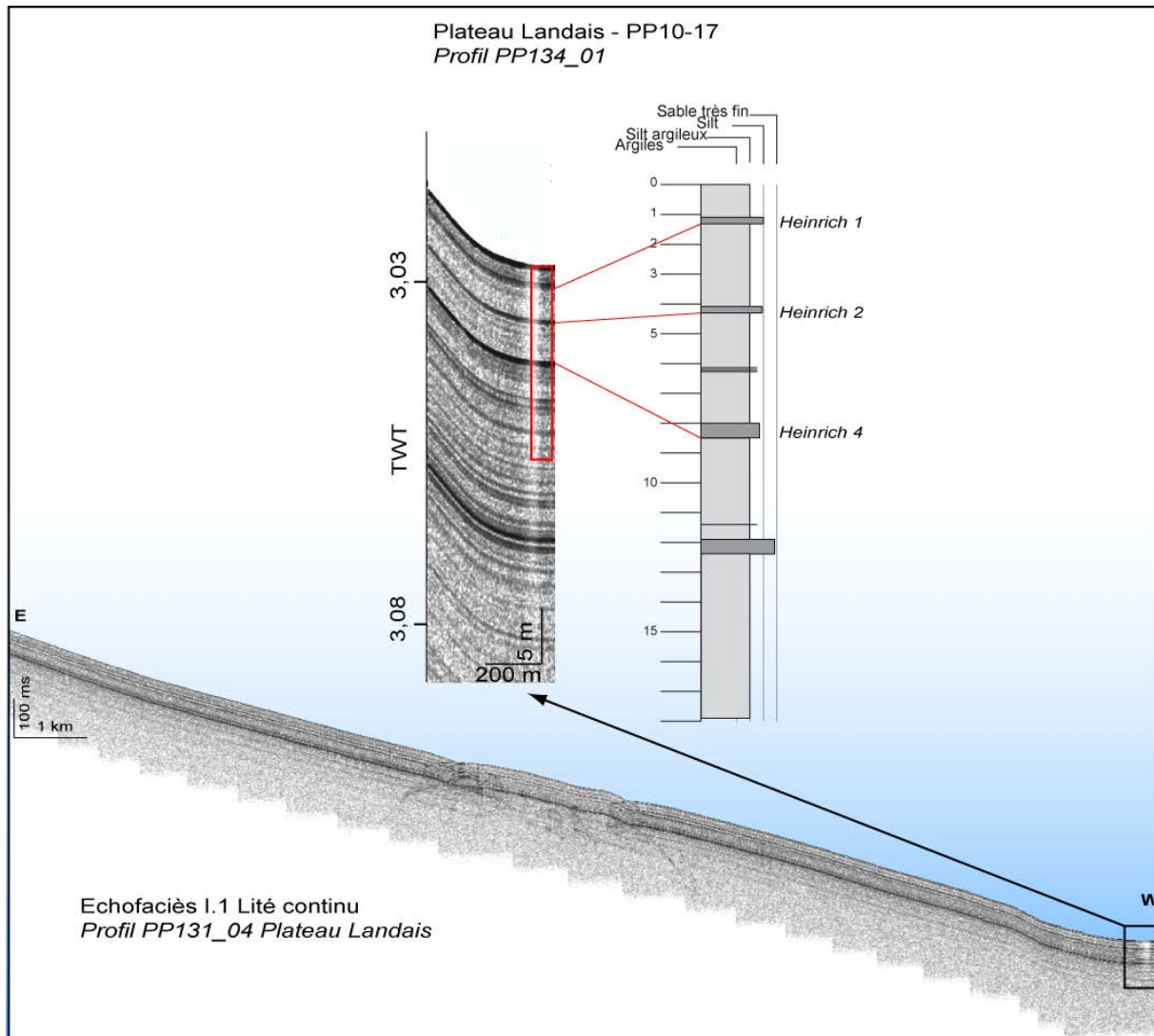


Figure 93 : Calibration par carottage de l'échofaciès I.1 par la carotte hémipélagique PP10-17

L'analyse stratigraphique de la carotte est basée sur l'abondance des foraminifères planctoniques polaires *N. pachyderma* (s.). Cette méthode est un proxy classiquement utilisée dans l'Atlantique Nord et le Golfe de Gascogne pour l'identification des événements de Heinrich (Grousset *et al.*, 2000, Elliot *et al.*, 2001, Auffret *et al.*, 2002, Ménot *et al.*, 2006, Zaragosi *et al.*, 2006, Eynaud *et al.*, 2007, Lowe *et al.*, 2008, Toucanne *et al.*, 2008, Penaud *et al.*, 2009, Sanchez Goñi et Harrison, 2010, Eynaud *et al.*, 2012, Toucanne *et al.*, 2012). La carotte PP10-17 est corrélée ici à la carotte MD95-2002, référence stratigraphique pour le Golfe de Gascogne (Zaragosi *et al.*, 2001, Toucanne *et al.*, 2008).

L'analyse stratigraphique et la corrélation à la carotte MD95-2002 permettent d'identifier dans la carotte PP10-17 (Figure 94) :

- Le Younger Dryas : l'abondance de 50 % de *N. pachyderma* (s.) dans ce niveau est plus faible que les abondances enregistrées pour la marge Nord-Gascogne. L'identification de ce niveau en tant que Younger Dryas est toutefois soutenue par les deux dates ^{14}C de 7 537 (± 60 ans) cal. years BP à 50 cm et de 13 169 (± 60 ans) cal. years BP à 80 cm, réalisées respectivement à la base et au sommet de ce niveau.

- Les niveaux de Heinrich 1 à 6 : leur abondance en *N. pachyderma* (s.) est supérieure à 95%, ils présentent un léger enrichissement de la fraction des sables très fins et sont associés à de forte valeur de susceptibilité magnétique et de clarté (Figure 92). L'identification du niveau de Heinrich 1 est de plus soutenue par les deux dates ^{14}C de 13 169 (± 60 ans) cal. years BP à 80 cm et de 17 966 (± 60 ans) cal. years BP à 160 cm, réalisées respectivement à la base et au sommet de ce niveau. Les niveaux d'Heinrich sont surconsolidés (Auffret *et al.*, 1996) ce qui explique qu'ils soient visibles, voir nettement marqués, par un réflecteur de forte amplitude sur les profils CHIRP (Figure 93).

L'analyse XRF de la carotte PP10-17 met en évidence les variations du Ca à travers le rapport Ti/Ca. Ces variations reflètent un enregistrement climatique classique pour le Golfe de Gascogne (Eynaud, *com. pers.*). A partir de 1 400 cm jusqu'à la base de la carotte, le rapport Ti/Ca présente une signature typique de 3 périodes de très basses valeurs qui indiquent des conditions interglaciaires (Figure 94). Ce signal co-varie avec le signal de $\delta^{18}\text{O}$ des enregistrements de la carotte de glace du Groenland du NorthGrip (Figure 94), récemment adopté comme stratotype pour l'Atlantique Nord (Lowe *et al.*, 2008, Austin *et al.*, 2012). Ces 3 périodes sont donc identifiées comme le signal typique des sous-événements 5a à 5e du MIS 5 (Martinson *et al.*, 1987). Elles permettent d'affiner avec confiance le modèle d'âge de la carotte PP10-17 au-delà de la limite d'utilisation des datations radiocarbone.

Bilan : Interprétation de la carotte du plateau Landais

En s'appuyant sur un polynôme d'ordre 5 (voir Note 1, pour le détail de la construction du modèle d'âge ; Figure 95), le modèle d'âge de la carotte PP10-17 permet d'estimer la base de la carotte à 120 000 ans. Ceci permet d'extrapoler un taux de sédimentation moyen de 5,9 cm/1 000 ans sur le Plateau Landais au cours de cette période. En particulier, le niveau de Heinrich 1 présente sur le Plateau Landais un taux de sédimentation de l'ordre de 13,4 cm/1 000 ans, soit plus de 25 fois inférieur à ce qui s'enregistre au même moment sur la terrasse de Meriazdeck (Figure 95). L'évolution des taux de sédimentation dans la carotte PP10-17 montre une accélération du taux de sédimentation au cours du MIS 2, de H2 à H1, avant une rechute de ces taux au cours du MIS 1. Ceci peut-être dû à une augmentation de la quantité de particules en suspension ou à une position plus proximale du plateau Landais au cours du MIS 2, ce qui pourrait être cohérent avec la position du trait de côte Aquitain au LGM (Figure 53). Par une dynamique sédimentaire dominée par la décantation hémipélagique, le plateau Landais enregistre donc un signal climatique classique pour le Golfe de Gascogne, essentiellement impacté par les variations glacio-eustatiques régionales.

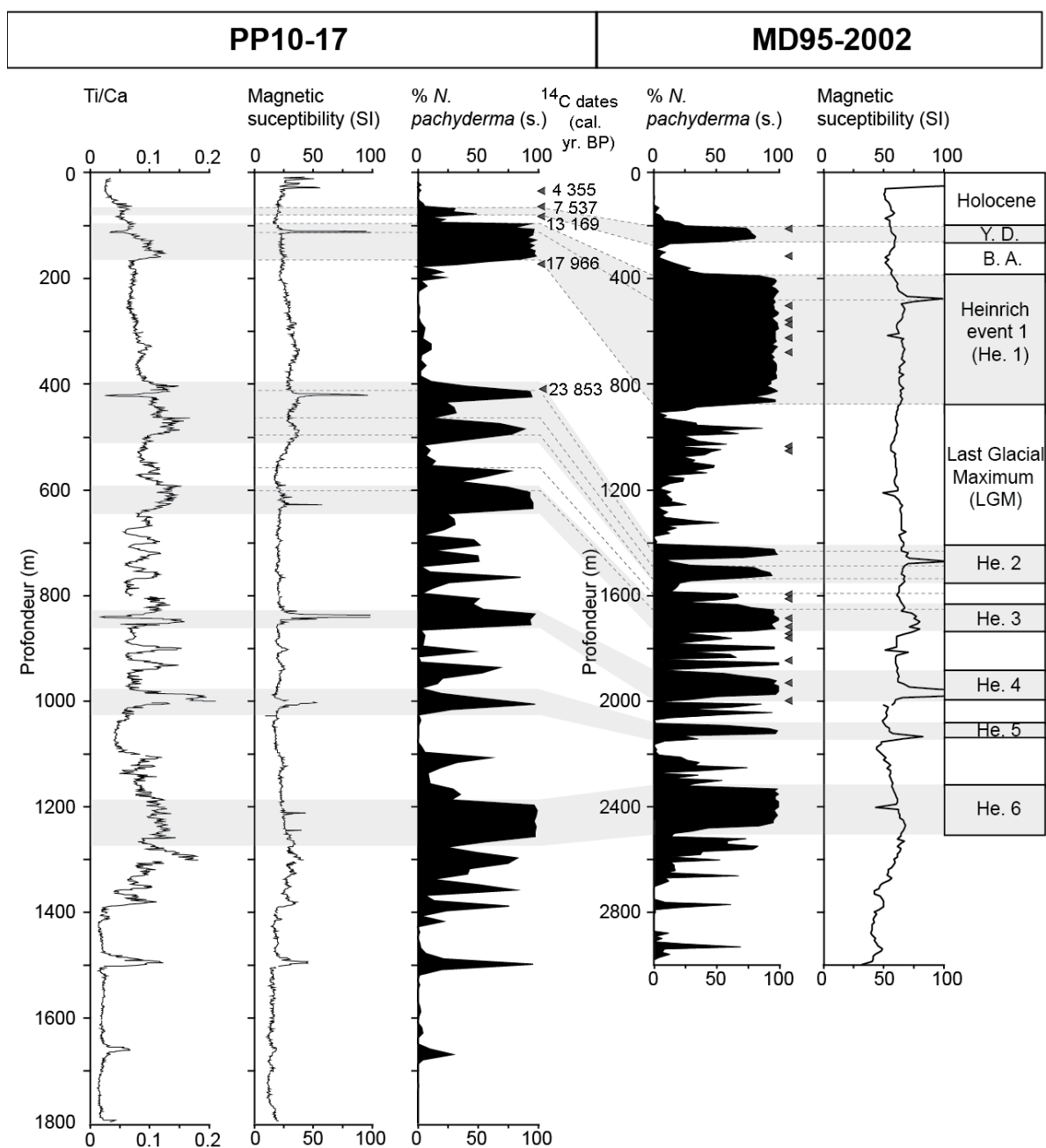


Figure 94 : Corrélation entre la carotte PP10-17, référence pour la zone de Capbreton, et la carotte MD95-2002, référence pour le Golfe de Gascogne (Ménot et al., 2006 ; Zaragosi et al., 2006 ; Toucanne et al., 2008) en se basant sur les données de microfaune, de susceptibilité magnétique et de Fluorescence-X (rapport Ti/Ca). (Y.D.= Younger Dryas).

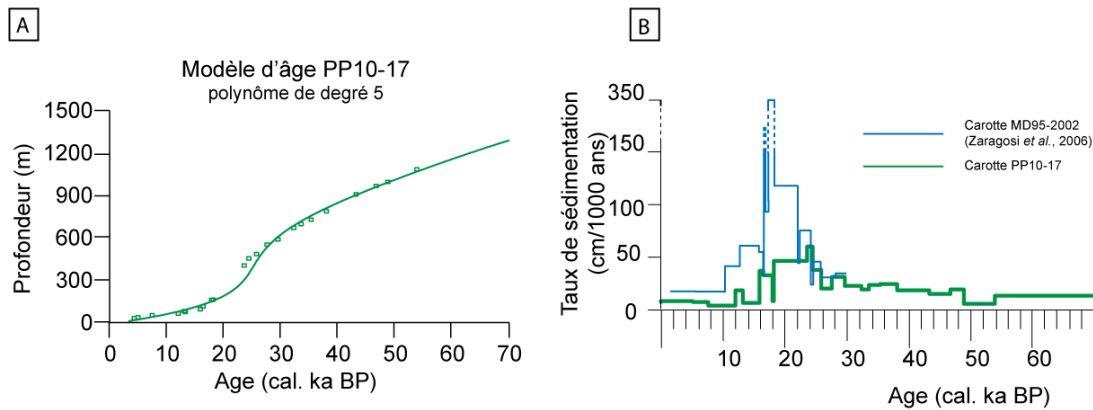


Figure 95 : Modèle d'âge de la carotte PP10-17 et comparaison des taux de sédimentation avec la carotte MD95-2002.

2.2. Le glissement landais, une zone destabilisée

L'existence du glissement Landais est connue et documentée dans la littérature (Cirac *et al.*, 2001 ; Gonthier *et al.*, 2006). Il est ici proposé une étude par données de sondeur de sédiments et prélèvements des sédiments superficiels afin de fournir un nouvel éclairage sur la dynamique sédimentaire de ce glissement.

Les données CHIRP montrent un écho-faciès particulier dans la cicatrice du glissement Landais : ce faciès à fines hyperboles non tangentes au fond marin présente localement des réflecteurs sous-jacents lités mais discontinus (Echo-faciès II.1 ; Figure 96). Les hyperboles sont dues à la topographie et micro-topographie du fond, les reliefs générant couramment des hyperboles. Damuth et Hayes (1977) décrivent pour les cicatrices de glissement un écho-faciès composé d'hyperboles tangentes au fond marin au-dessus d'un ensemble transparent. Dans le glissement landais, les hyperboles sont recouvertes d'un drapage qui est interprété comme le scellement de la structure par des dépôts hémipélagiques. Le prélèvement de trois carottes sédimentaires dans la cicatrice permet de fournir des éléments de description sédimentologique et un cadre stratigraphique à ce drapage.

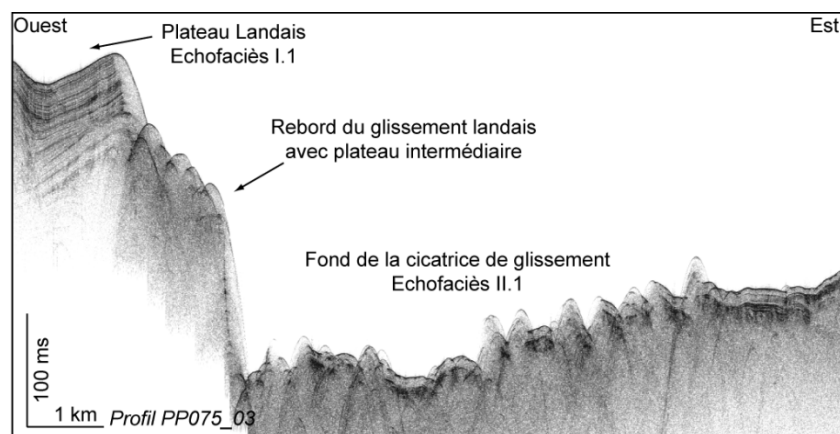


Figure 96 : Profil CHIRP au travers du glissement landais présentant l'écho-faciès lité (I.1) caractéristique du Plateau Landais et l'écho-faciès hyperbolique (II.1) caractéristique de la cicatrice de glissement. La position du profil est reportée sur la carte des écho-faciès de la région du canyon de Capbreton (Figure 65).

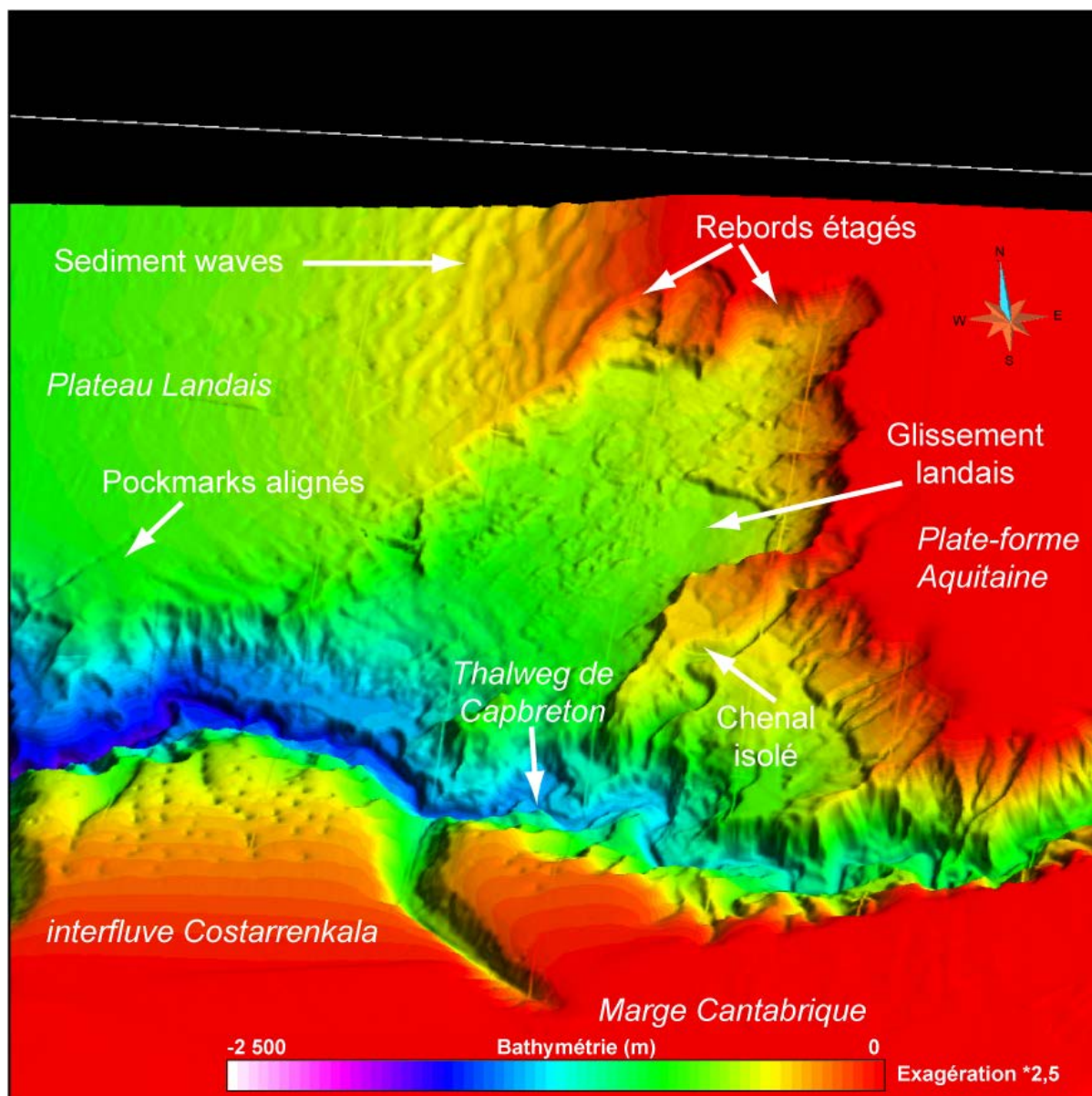


Figure 97 : Vue 3D (exagération * 2,5) du rebord de la plate-forme Aquitaine, centrée sur le glissement Landais.

L'étude des sédiments superficiels dans la région du glissement landais se base sur l'analyse de trois carottes prélevées dans la zone la plus amont du glissement (Figure 98). Ces carottes sont alignées selon un transect N-S qui recoupe 2 niveaux étagés à la limite nord du glissement. Ces niveaux résulteraient de phases successives de glissement (Gonthier *et al.*, 2006). La carotte PP10-14 est prélevée sur le niveau le plus élevé par rapport au fond du glissement, la PP10-13 sur un niveau intermédiaire et la PP10-12 est collectée à la base de la cicatrice de glissement (Figure 98).

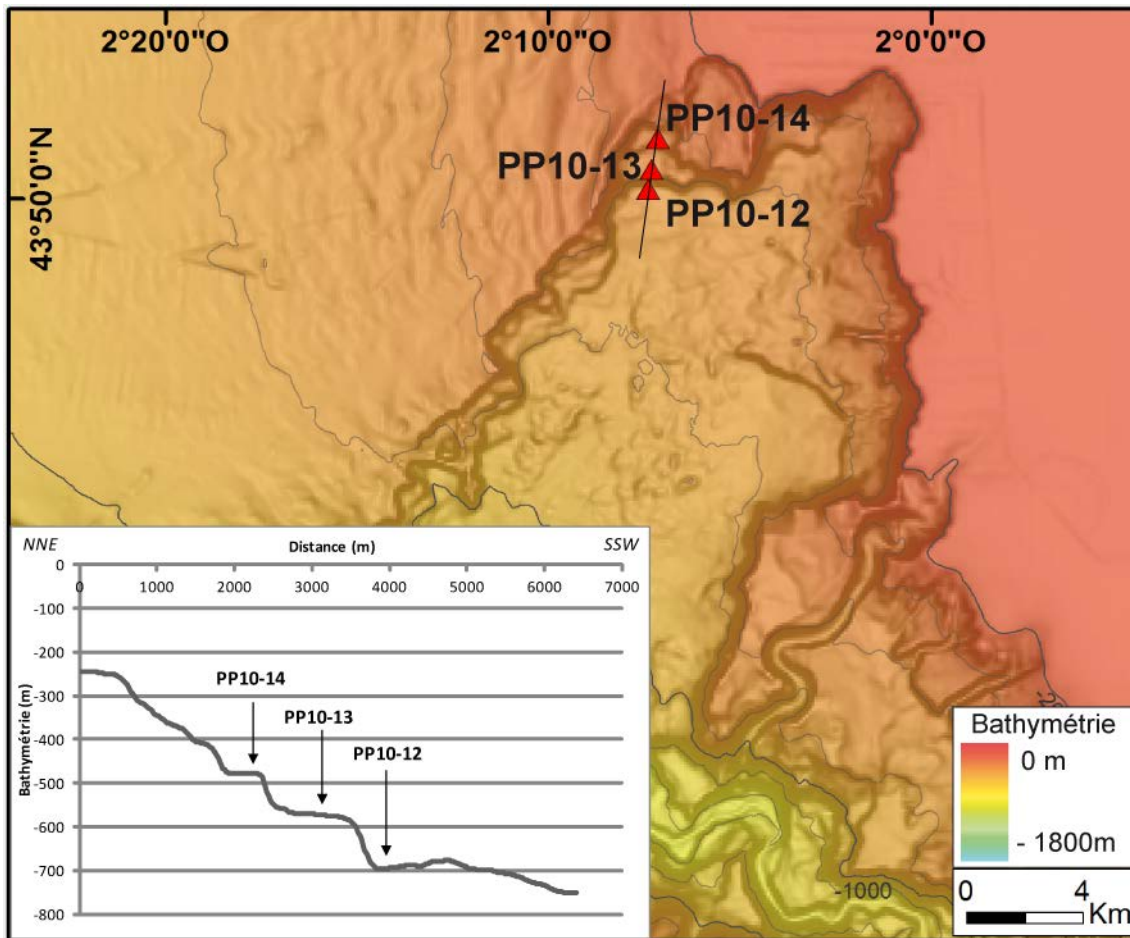


Figure 98 : Carte bathymétrique ombrée, centrée sur le glissement landais. Les carottes PP10-12, PP10-13, PP10-14 sont localisées sur le glissement et sur une coupe transversale aux niveaux étagés (en bas à gauche).

2.2.1. Les faciès sédimentaires des sédiments superficiels du glissement Landais

Carotte PP10-14

La carotte PP10-14 présente une succession de 3 faciès lithologiques (Figure 99). Constituant la majorité de la carotte, le premier faciès se présente sous la forme de vases argilo-silteuses homogènes (Faciès 1 ; Figure 99). Ces vases massives présentent des auréoles sombres en lien avec de la bioturbation. Le faciès 1 apparaît deux fois dans la carotte, entre les intervalles 0-190 cm et 390-690 cm, ces deux intervalles étant séparés par le faciès 2 (Figure 99).

Le deuxième faciès est un ensemble plus silteux, présent entre 190 et 390 cm (Figure 99). Ce faciès est très bioturbé. Il se démarque du faciès 1 par une hausse des valeurs de susceptibilité magnétique et du rapport Ti/Ca (Figure 100).

Le troisième faciès se caractérise par l'apparition, à partir de 690 cm de profondeur, de rares niveaux silteux oxydés d'épaisseur plurimillimétrique au sein d'un ensemble argileux (Figure 100). Ces hausses ponctuelles de taille de grains sont associées à des hausses de susceptibilité magnétique et du rapport Ti/Ca. Ce rapport présente également dans le faciès 3 des successions entre des plages de faibles et fortes valeurs mieux marquées et individualisées que dans les faciès précédents (Figure 100).

Par comparaison avec la carotte PP10-17, l'analyse stratigraphique effectuée sur la carotte PP10-14, et basée sur l'abondance des *N. pachyderma* (s.), permet d'identifier (Figure 100) :

- l'Holocène au sommet de la carotte, caractérisé par l'absence de *N. pachyderma* (s.) et par le faciès 1 argilo-silteux ;

- le Younger Dryas, caractérisé par une hausse de l'abondance en *N. pachyderma* (s.). La base de cette période est, dans cette carotte, marquée par une hausse brutale de l'abondance à 50 % qui décroît ensuite progressivement jusqu'à la fin du Younger Dryas. L'ensemble du Younger Dryas est représenté par le faciès 2 silteux ;

- le Bølling-Allerød, caractérisé par une faible abondance de *N. pachyderma* (s.) et une lithologie fine (Faciès 1) ;

- le niveau d'Heinrich 1, caractérisé par une hausse de l'abondance en *N. pachyderma* (s.) au-delà de 95% et la lithologie du faciès 3. L'interprétation de ce niveau en tant que He1 est soutenue par une date ^{14}C de $15\,080 \pm 50$ cal. years BP à 720 cm.

Une corrélation carotte – profil de sondeur de sédiments a permis l'identification des différents réflecteurs. Le glissement landais est caractérisé par l'écho-faciès II.2 qui présente des zones dominées par des signaux hyperboliques dus à la topographie du fond et des zones à signaux lités lorsque la topographie permet une meilleure pénétration du signal. Cet aspect lité est particulièrement bien développé sur le pourtour de la cicatrice de glissement là où sont prélevées les carottes. Ainsi, la calibration du profil CHIRP au niveau de la carotte PP10-14 indique que (Figure 101) les dépôts du MIS 1 sont représentés par des réflecteurs de faible amplitude et de faible continuité alors que le niveau de Heinrich 1 apparaît sous la forme de réflecteurs sub-continus de moyenne amplitude.

La carotte PP10-12

La carotte PP10-12 présente de 0 à 250 cm des vases argilo-silteuses identique au faciès 1 de la carotte PP10-14. De même, de 250 à 500 cm, la carotte présente le faciès 2 tel que précédemment décrit, puis de nouveau le faciès 1 de 500 à 700 cm.

Le faciès 3 diffère dans la carotte PP10-12 : il se constitue de séquences successives décimétriques à pluridécimétriques à granoclassement normal, depuis des termes silto-sableux vers des termes argilo-silteux (Faciès 3 ; Figure 99 et 32). Les séquences sont généralement plus épaisses (50 à 150 cm) dans la partie basale du faciès 3 et moins épaisses dans sa partie sommitale (<20 cm) (Figure 99). Lors de l'ouverture de la carotte, les bases de ces séquences apparaissent oxydées et sont identifiées comme érosives. De plus, des augmentations de susceptibilité magnétique sont associées à ces bases de séquences. La susceptibilité magnétique décroît ensuite au cours d'une même séquence avant de marquer une nouvelle hausse à la base de la séquence suivante (Figure 100). Ces séquences sont interprétées comme des enregistrements d'évènements gravitaires de type écoulements turbiditiques.

Deux faciès supplémentaires sont présents à la base de la carotte PP10-12 mais ne sont pas interprétés en termes de stratigraphie. Le quatrième faciès est constitué d'une succession de fines lamines horizontales silto-argileuses (Faciès 4, Figure 99). Le signal de susceptibilité magnétique est

plus fort et homogène que pour le faciès 3 et affiche des variations plus brutales et récurrentes. Enfin le faciès basal (Faciès 5, Figure 99) de la carottes PP10-12 se présente sous la forme d'un dépôt hétérogène à matrice argileuse comprenant des clastes argileux, pluricentimétriques, arrondis ou étirés. Ces clastes apparaissent globalement denses à la radiographie rX ce qui indique des sédiments compactés. Les clastes peuvent occasionnellement préserver des structures internes propres (voir les lamines dans le zoom du faciès 5, Figure 99). Dans ce faciès, les signaux de susceptibilité magnétique et de fluorescence-X présentent une forte variabilité, certainement du fait de la présence aléatoire des clastes (Figure 100). Ce dépôt est défini comme une débrite.

La carotte PP10-13

Cette carotte se situe sur la terrasse intermédiaire (Figure 98). Elle présente une lithologie très similaire à la carotte PP10-12, à l'exception près de quelques variations d'épaisseur (Figure 99). L'interprétation qui en est faite est semblable à celle de la carotte PP10-12.

2.2.2. Corrélation du transect de carottes

Une corrélation entre les 3 carottes du glissement landais, basée sur leurs lithologies ainsi que les données de susceptibilité magnétique et de fluorescence-X, a permis d'effectuer des corrélations directes basées sur 11 points de contrôles (Figure 100). Numérotés de 1 à 11 du sommet vers la base, ces points, associés généralement à des changements de lithologie majeurs, s'appuient également sur des augmentations et diminution dans le rapport Ti/Ca (points 1, 4, 5, 6 et 8) et/ou de susceptibilité magnétique (points 3, 7, 8, 9 et 11).

La forte similitude entre les carottes PP10-12 et PP10-13 en termes de variations de faciès et de variations du signal de susceptibilité magnétique permet de corréler aisément ces deux carottes entre elles. La carotte PP10-12 permet de faire ensuite le lien avec la carotte PP10-14 en s'appuyant sur des données de fluorescence-X (non disponible pour la carotte PP10-13).

De 0 à 960 cm de profondeur, la carotte PP10-12 présente les mêmes variations de faciès que les 690 cm sommitaux de la carotte PP10-14, aux variations d'épaisseurs près (Figure 100) : même succession lithologique, mêmes variations de susceptibilité magnétique et de fluorescence-X. La partie sommitale (0-960 cm) de la carotte PP10-12 est donc interprétée comme l'enregistrement des dépôts du MIS 1 sur le niveau intermédiaire.

Les signaux de susceptibilité magnétique et les valeurs du rapport Ti/Ca permettent de corréler le faciès 3 de la carotte PP10-12 à celui de la carotte PP10-14. Cette corrélation met en évidence que les séquences granoclassées du faciès 3 dans la carotte PP10-12 ne sont préservées que sous la forme de niveaux très peu épais associés à une hausse de la granularité dans le faciès 3 de la carotte PP10-14. Ceci indique une variation latérale de faciès du faciès 3. La stratigraphie réalisée sur la carotte PP10-14 permet de dater ce faciès à séquences turbiditiques de l'évènement Heinrich 1.

Enfin, ces corrélations sont cohérentes avec la calibration par prélèvement de sédiments du profil Chirp passant par les niveaux étagés bordant le glissement. L'échofaciès transparent situé juste sous le fond marin se retrouve sur chacun des trois niveaux. Une fois les carottes repositionnées sur le profil, cet échofaciès apparaît dépendant des faciès silto-argileux 1 et 2. Un passage en profondeur

à un échofaciès lité forte amplitude n'est visible que sur les niveaux moyen et inférieur. Ce faciès marque le sommet de la débrite (Figure 101).

Bilan : Interprétation du transect de carottes du plateau Landais.

Les carottes du transect du plateau Landais ont une excellente corrélation entre elles. Elles permettent de caractériser à fine échelle la couverture sédimentaire meuble qui vient sceller le glissement Landais. Tout d'abord, le MIS 1 se caractérise par dépôts hémipélagiques liés à de la décantation. Ces dépôts sont continus et présentent une légère hausse de la granularité au cours du Younger Dryas. Celle-ci semble cohérente avec le contexte climatique global du Golfe de Gascogne à cette époque qui favorise l'apport de matériel sédimentaire détritique sans toutefois atteindre des phases de débâcle telles qu'au cours de l'évènement de Heinrich 1.

L'évènement de Heinrich 1, justement, se caractérise dans ces carottes par des dépôts granoclassés de type turbidites. La position de ces dépôts turbiditiques hors d'un axe canalisé peut *a priori* surprendre. Une première hypothèse serait de chercher une origine non pas turbiditique à ces dépôts, mais contouritique. Latéralement au glissement landais, plus au nord, le pied de pente du plateau Landais présente un champ de sediment waves, dont il a été proposé de lier l'origine avec les courants de contours venant du sud (Faugères *et al.*, 2002). Toutefois, l'orientation des crêtes des sediment waves, parallèle à la pente générale du plateau Landais (Est-Ouest), suggère plutôt qu'elles sont dépendantes d'écoulements gravitaires le long de la pente que de ces courants de contours. Une seconde hypothèse serait de considérer que ces dépôts turbiditiques sont liés à la canalisation des écoulements gravitaires de la pente dans la cicatrice de glissement. Les écoulements gravitaires, en s'engouffrant dans la dépression du glissement, auraient une dynamique sédimentaire semblable à celle d'un écoulement turbiditique. De forts liens entre glissement sous-marins et initiation de canyons sous-marins sont proposés par exemple sur le delta du Nil (Rouillard, 2010). Les dépôts turbiditiques enregistrés au cours de He1 dans la cicatrice de glissement pourraient être les prémices d'un axe canalisé, incisant la plateforme, dont l'initiation serait favorisée par le contexte glacio-eustatique de la fin du LGM (haut niveau marin, forts apports détritiques dans le Golfe de Gascogne). Par ailleurs, les fines lamines du faciès 4 pourraient être à rapprocher du faciès laminé décrit sur les carottes de la marge Nord-Gascogne par Eynaud *et al.* (2007). Le faciès 4 pourrait donc être interprété comme l'équivalent du faciès de déglaciation de la marge Nord-Gascogne (Eynaud *et al.* 2007), ce qui indiquerait qu'il correspond à la base du niveau d'Heinrich 1.

Enfin, le faciès de débrite n'est pas interprété comme marqueur du glissement landais mais plutôt comme lié à des déstabilisations du pourtour du la cicatrice de glissement. Ceci montre une certaine instabilité de la zone au début de H1. Cela est cohérent avec les forts taux de sédimentation de cette période qui favorisent les instabilités des sédiments sur la pente.

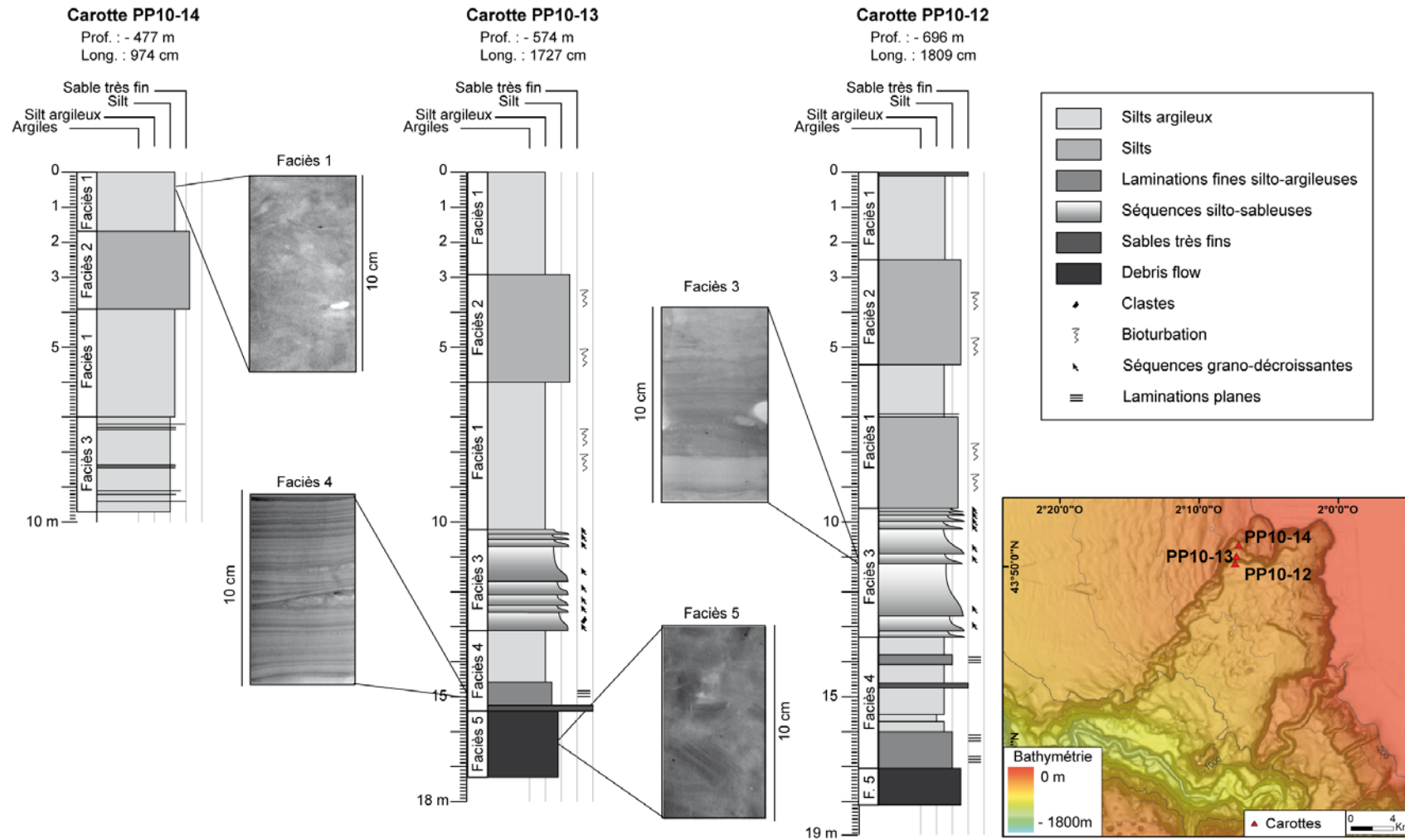


Figure 99 : Lithologie des carottes PP10-12, PP10-13 et PP10-14 avec une illustration en imagerie rX des 4 faciès rencontrés dans ces carottes.

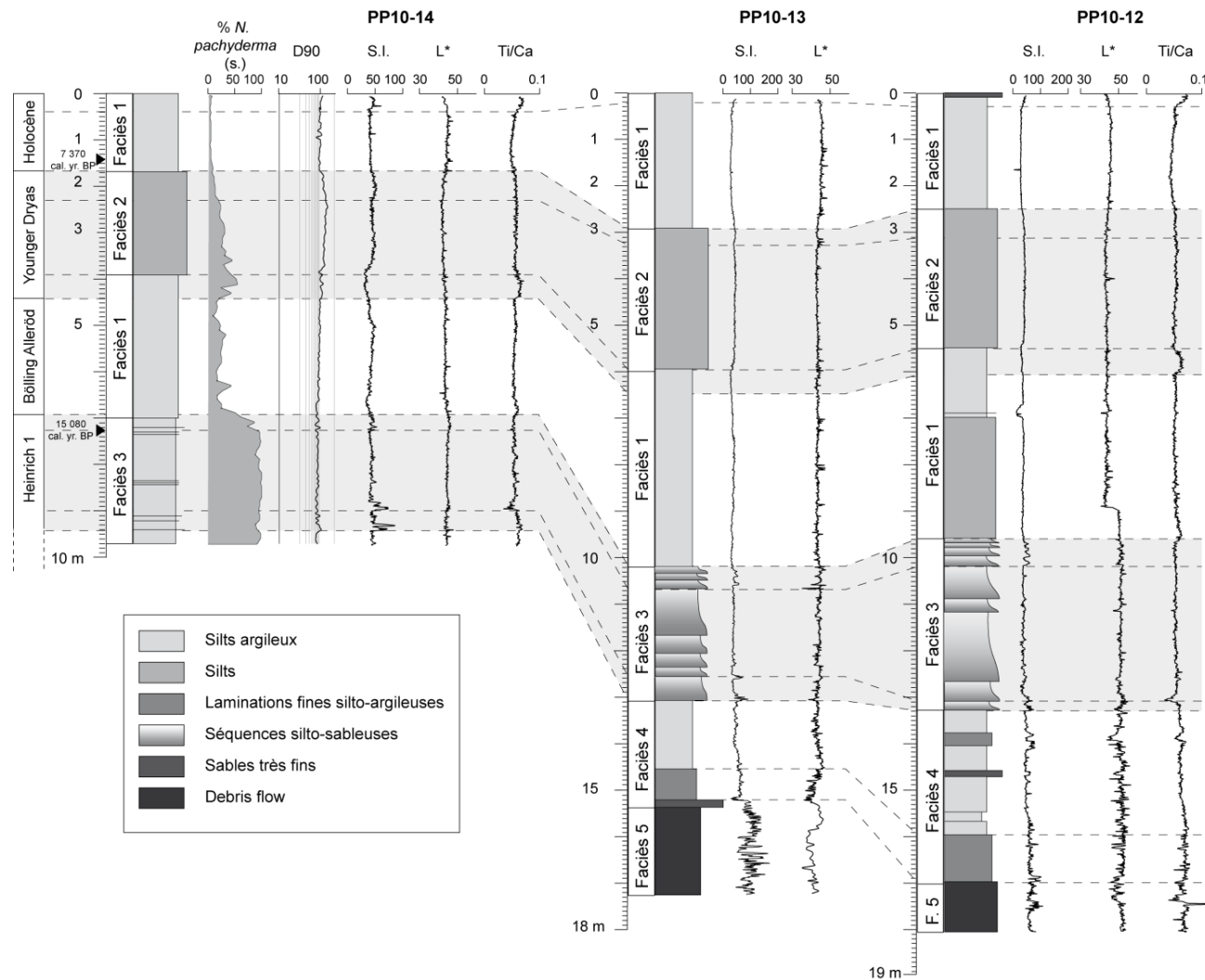


Figure 100 : Corrélation entre les carottes PP10-12, PP10-13 et PP10-14 basée sur la lithologie, la susceptibilité magnétique, la colorimétrie (L* représentant la clarté du sédiment) et les données de fluorescence-X (disponibles pour les carottes PP10-14 et PP10-12 uniquement). Les triangles noirs représentent les 2 dates ^{14}C réalisées sur la carotte PP10-14. Les points de contrôles utilisés pour la corrélation sont représentés par des lignes pointillées et sont référencés dans le texte de 1 à 11, dans l'ordre de succession depuis le sommet de la carotte vers la base.

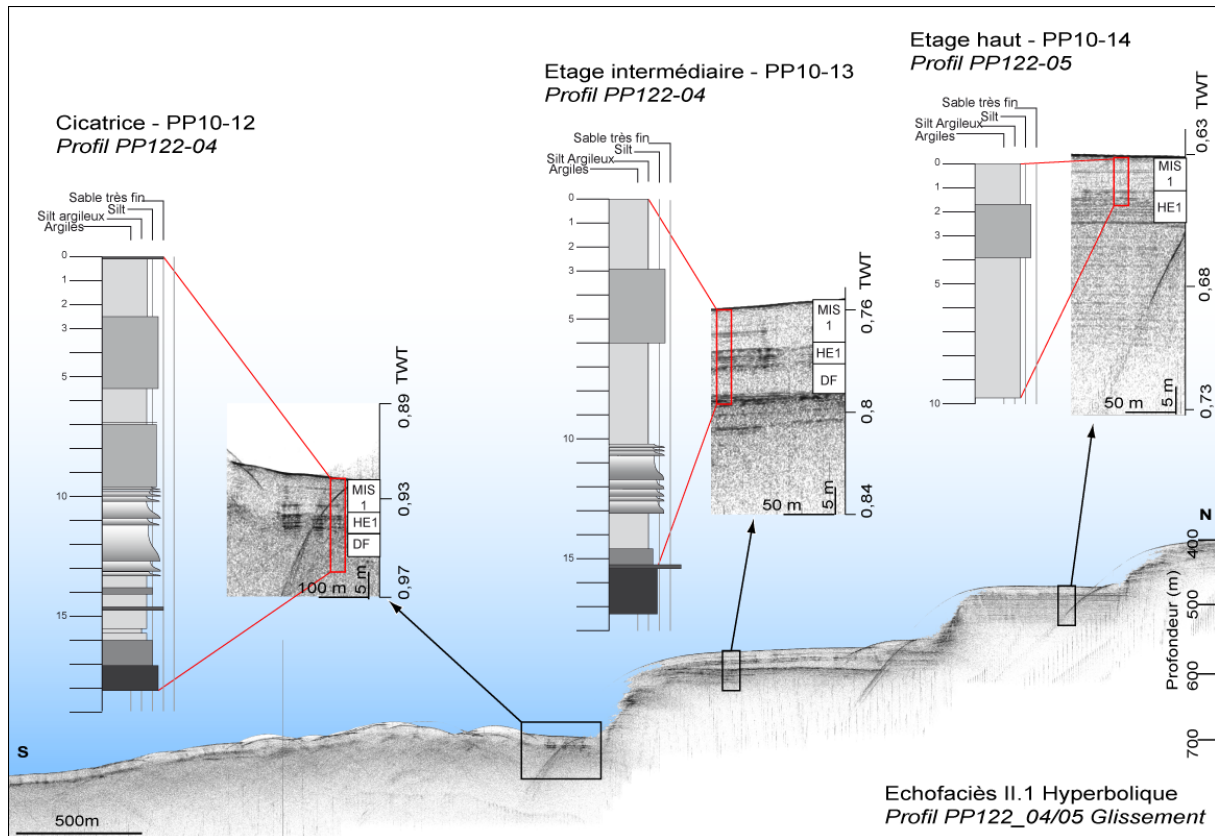


Figure 101 : Profil CHIRP au travers du glissement landais. Ce profil est axé sur les différents niveaux étagés développés en particulier sur le rebord nord du glissement. Ces niveaux étagés ont un écho-faciès lités mais celui-ci n'apparaît que localement et n'est ainsi pas représentable à l'échelle de la carte d'écho-faciès de la région du canyon de Capbreton. Les carottes PP10-12 à 14 étant prélevées sur ces niveaux étagés, elles permettent une calibration locale des écho-faciès dans le glissement landais. La cicatrice de glissement est dominée par le faciès hyperbolique II.1 visible sur le profil CHIRP de la Figure 96. Les limites de chacune des carottes sont représentées par un rectangle rouge ; les traits rouges représentent les niveaux des carottes identifiés dans le CHIRP. Le passage du faciès turbiditique au faciès hémipélagique crée par exemple un fort contraste d'impédance qui se traduit par un réflecteur de forte amplitude.

3. La bordure Sud du canyon de Capbreton : la marge Cantabrique et ses canyons

Comme vu précédemment, la marge Cantabrique borde le sud du canyon de Capbreton. Lors de l'analyse de ce dernier, la première particularité de la marge a été évoquée, soit les deux ruptures qui existent dans sa pente. La première rupture correspond à la terminaison de la plateforme continentale (à 200 m de profondeur), la seconde rupture correspond à l'entrée à proprement parlé dans le canyon de Capbreton. Cette seconde rupture de pente a la spécificité de s'approfondir avec le canyon : initiée à 1 200 m de profondeur, elle se situe à 3 200 m de profondeur au niveau du canyon de Santander. La seconde particularité de la marge Cantabrique est la présence des nombreux canyons courts qui l'incisent et individualisent des interfluvés. Cette partie propose une étude morphologique de ces canyons cantabriques ainsi qu'une analyse de la couverture sédimentaire superficielle de l'un de ces interfluvés (interfluve Costarrenkala ; Figure 102). Ces éléments morphologiques font partie intégrante de l'environnement du système turbiditique de Capbreton et peuvent en ce sens influencer sa dynamique sédimentaire.

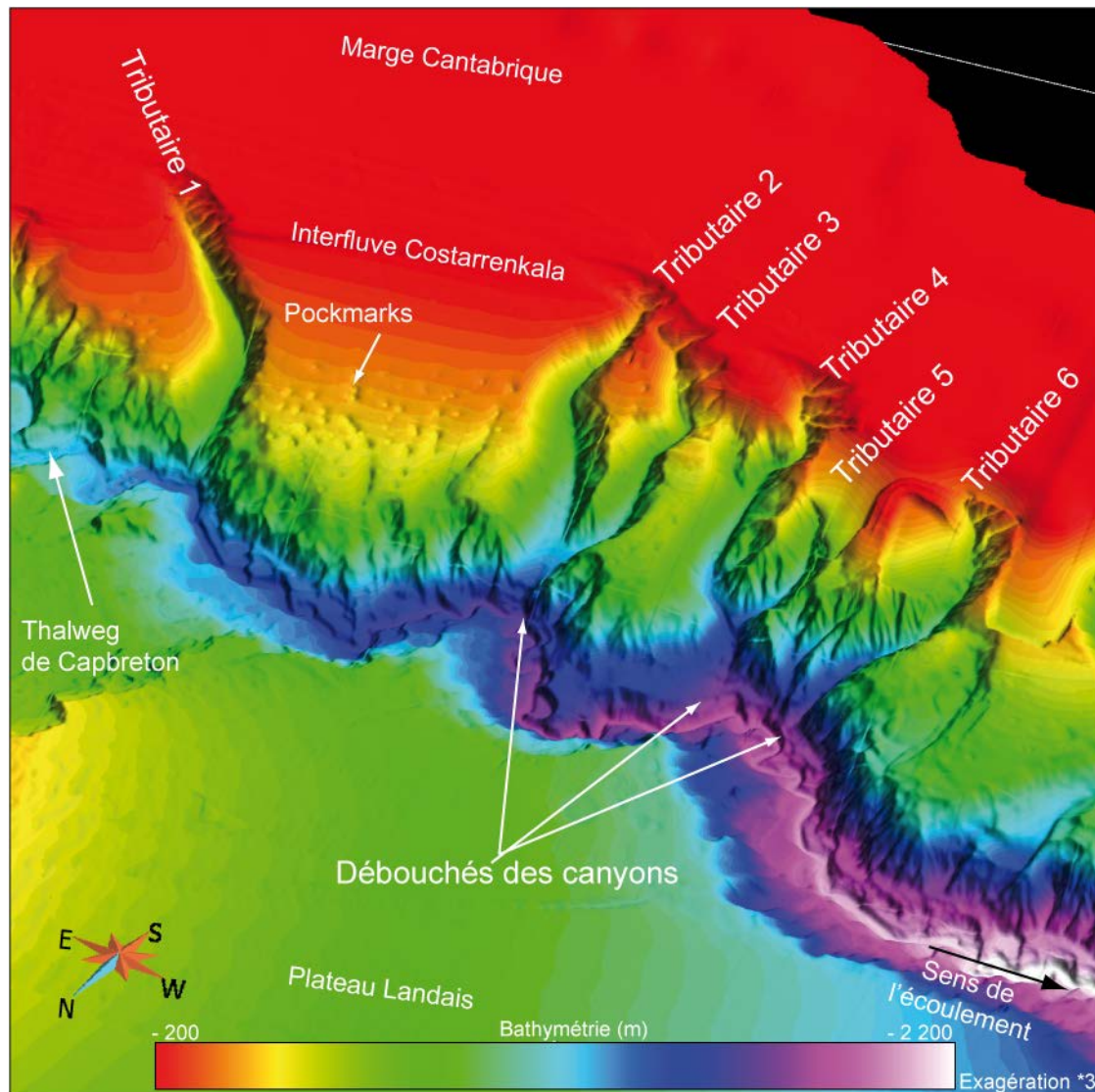


Figure 102 : Vue 3D (exagération *3) de la marge Cantabrique centrée sur l'interfluve Costarrenkala et les premiers canyons tributaires qui l'incisent. La 3D permet une bonne visualisation du débouché des canyons plusieurs centaines de mètres au-dessus du thalweg.

Les données de sondeur de sédiments illustrent l'impact de ces éléments morphologiques (canyons et première rupture de pente) sur la couverture sédimentaire de la marge Cantabrique. Ainsi la plate-forme (< 200 m d'eau) est dominée par un échofaciès sourd de type III et les interfluvés sont représentés par un faciès lité continu drapant de type I.1 (Figure 103 et Figure 65). Ce dernier type d'écho-faciès, drapant sur les marges continentales, est classiquement interprété dans la littérature comme caractéristique des dépôts hémipélagiques (Damuth et Hayes, 1977, Damuth, 1980, Loncke *et al.*, 2009). Les canyons cantabriques sont étroits : cette morphologie génère des perturbations dans le signal acoustique qui se traduisent par un signal hyperbolique de faible amplitude défini comme "écho-faciès de pente". Une grande partie de la pente cantabrique apparaît donc dans cet écho-faciès (II.2) bien que le l'écho-faciès II.3 puisse être identifié dans le fond de certains canyons cantabriques (Figure 65 et Figure 104).

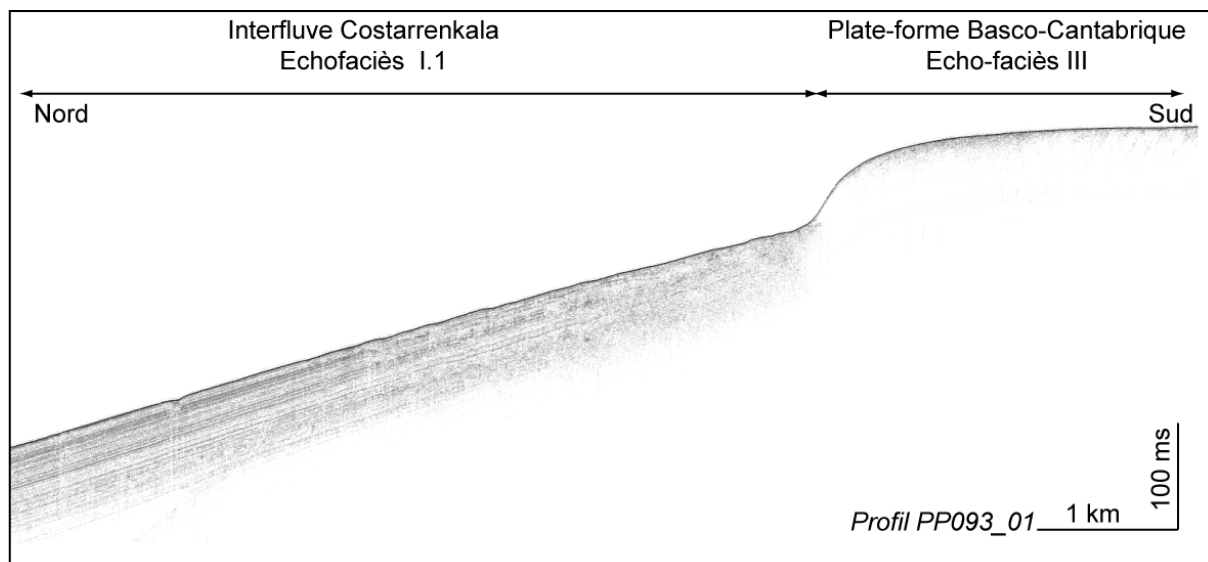


Figure 103 : Profil CHIRP au travers de la marge Cantabrique illustrant les deux principaux écho-faciès de la marge. La position du profil est reportée sur la carte des écho-faciès de la région du canyon de Capbreton (Figure 65).

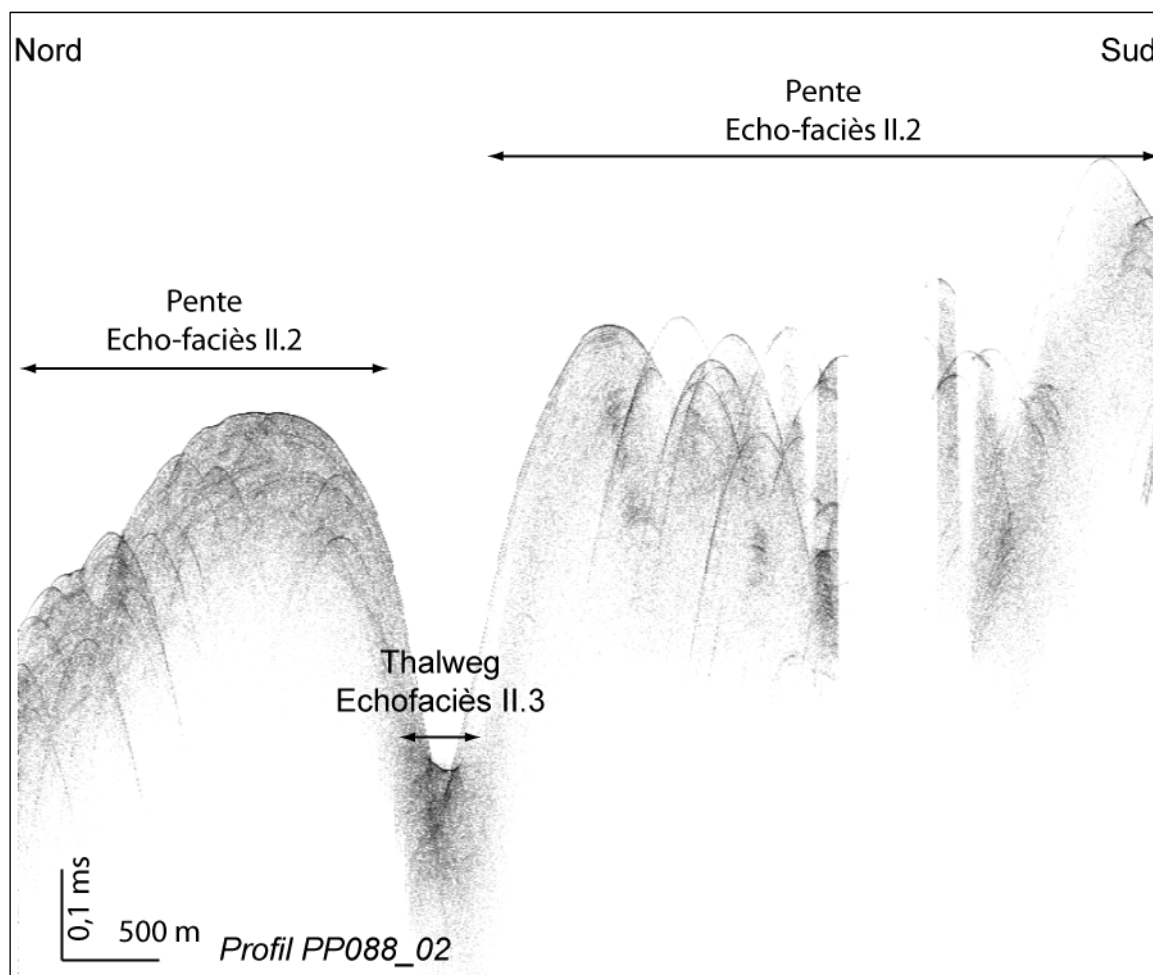


Figure 104 : Profil CHIRP au travers de la pente de la marge Cantabrique montrant l'écho-faciès de pente II.2 et celui des thalweg des canyons cantabriques II.3 La position du profil est reportée sur la carte des écho-faciès de la région du canyon de Capbreton (Figure 65).

3.1. Les canyons courts de la marge Cantabrique

L'apparition de la seconde rupture de pente à 1 200 m de profondeur au large de San Sebastien s'accompagne de la mise en place d'incisions perpendiculaires à la marge. Une succession de 14 canyons parallèles incisent profondément la marge selon un axe S-N à partir de 200 m de profondeur (Figure 105). Ces canyons sont courts en comparaison du canyon de Capbreton, avec des longueurs comprises entre 11 et 26 km. Ils ont des profils en V étroits, larges de 2 à 4 km (Tableau 9).

Les profils de pente des canyons cantabriques montrent que tous ces canyons ont un point commun : ils connaissent une rupture de pente brutale dans leur partie terminale. En amont de cette rupture de pente, la déclivité moyenne d'un canyon à l'autre est assez constante. Les pentes sont comprises entre 3,3° et 7,3°, pour une valeur moyenne de 4,6°. Le profil de pente peut par contre varier. Trois types de profil sont identifiés (Figure 105 et Tableau 9) : linéaire (7 canyons), concave (5 canyons) et convexe (2 canyons). En aval de la rupture de pente, les valeurs de pente augmentent pour atteindre 9,6 à 24,1° (valeur moyenne 13,8°). Cette augmentation n'affecte que la partie terminale des canyons. Il s'agit d'un ressaut correspondant à l'arrivée des canyons cantabriques dans le canyon de Capbreton. En effet, ceux-ci ne sont pas directement connectés au thalweg mais perchés au-dessus celui-ci. Leur surplomb varie entre 95 et 470 m (Figure 105). Ils débouchent ainsi sur les terrasses étagées qui bordent le thalweg (Figure 102). Cette hauteur de surplomb est globalement décroissante d'Est en Ouest avec l'approfondissement du canyon de Capbreton (Figure 105 et Tableau 9).

Tableau 9 : Tableau récapitulatif des différents paramètres mesurés pour les canyons cantabriques. La numérotation des canyons correspond à celle affichée sur la Figure 105 (numérotés d'Est en Ouest). Les paramètres en rouge correspondent à ceux affichés en rouge sur les profils Figure 105.

Canyons	Longueur (km)	Largeur (km)	Dénivelé (m)	Pente (°)	Morphologie du profil	Hauteur de chute (m)	Pente de la chute (°)
1	14,3	2,6	-866	-3,5	Linéaire	390	-11,5
2	16,0	3,7	-1289	-4,6	Linéaire	315	-12,1
3	16,5	2,6	-275	-1,0	Linéaire	275	-12,6
4	17,4	3,9	-1621	-5,3	Linéaire	133	-14,1
5	9,5	2,9	-1085	-6,5	Linéaire	215	-14,9
6	14,9	2,5	-1617	-6,2	Linéaire	164	-24,1
7	25,4	3,3	-1524	-3,4	Linéaire	284	-9,6
8	23,2	2	-1827	-4,5	Concave	471	-11,2
9	19,5	3,3	-1477	-4,3	Concave	470	-11,0
10	13,4	4	-1722	-7,3	Convexe	122	-12,7
11	18,2	2,8	-1716	-5,4	Convexe	157	-22,2
12	19,1	4,7	-1717	-5,1	Concave	96	-7,0
13	19,4	4,1	-1767	-5,2	Concave	106	-11,4
14	15,8	3,9	-913	-3,3	Concave	94	-18,2

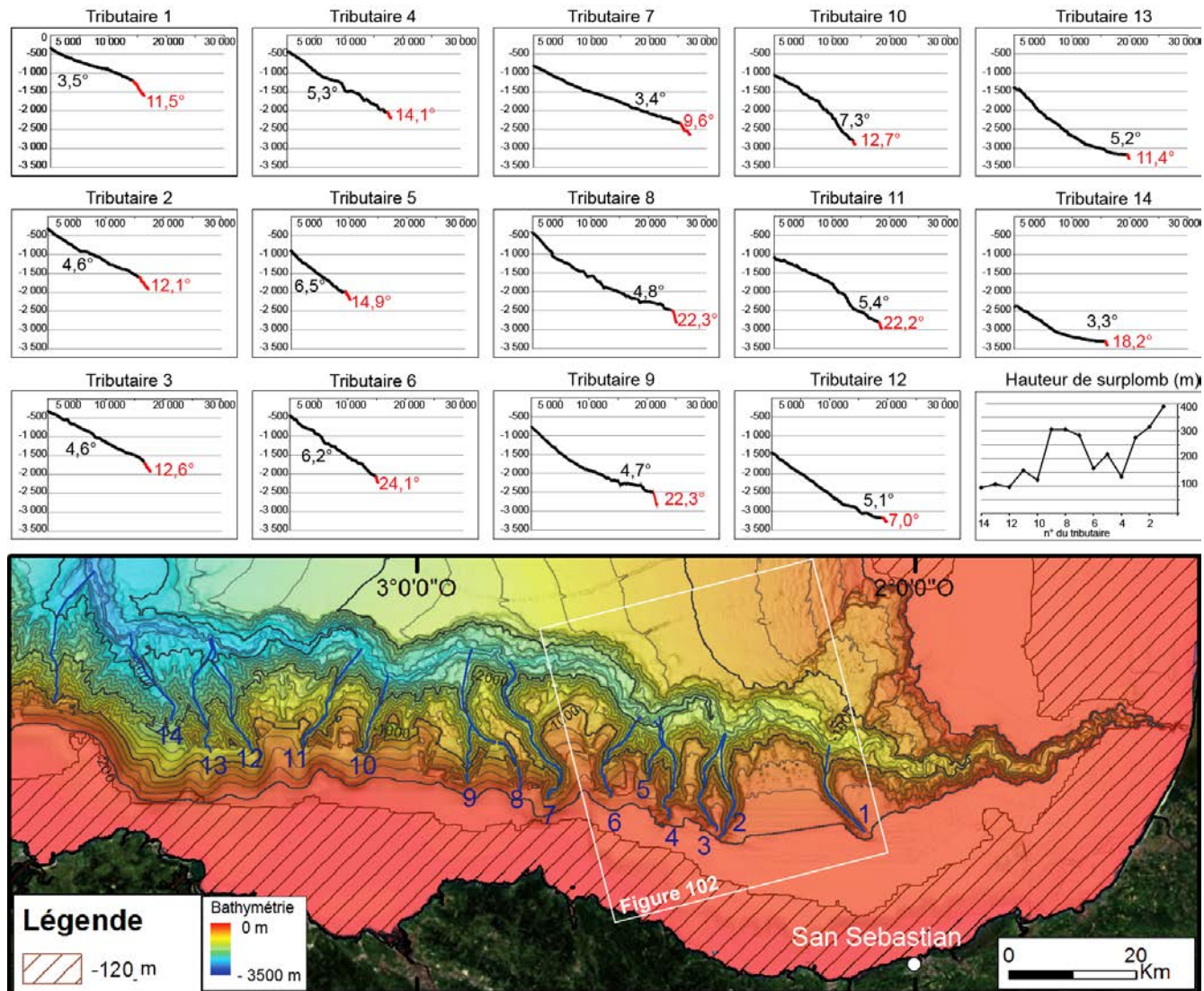


Figure 105 : Profils de pente des canyons de la marge Cantabrique. Les canyons sont numérotés de 1 à 14 d'Est en Ouest et localisés sur la carte du bas. Pour une meilleure lisibilité, la hauteur de chute de chacun des canyons est reportée dans le dernier graphique en bas à droite. La position de la figure Figure 102 est indiquée par un carré blanc.

3.2. L'interfluve Costarenkala, la sédimentation hémipélagique de la marge Cantabrique

Entre les canyons courts qui l'incisent, la marge Cantabrique présente un profil en pente douce convexe formant de larges interfluvés sur lesquels se développent des structures circulaires interprétées comme des figures d'échappements de fluides ou *pockmarks* (Baudon *et al.*, 2013). Le plus étendu de ces interfluvés est l'interfluve Costarenkala, également le plus pourvu en *pockmarks*. C'est sur cet interfluve que sont prélevées deux carottes sédimentaires, distantes l'une de l'autre de 375 m. L'une a été prélevée sur un replat de l'interfluve (PP10-04 ; 484 m de profondeur), l'autre à l'intérieur d'un *pockmark* (PP10-03 ; 539 m de profondeur ; Figure 106). Du fait de la forte similitude entre ces deux carottes (Figure 107), la suite de ce paragraphe se concentre sur la carotte PP10-04.

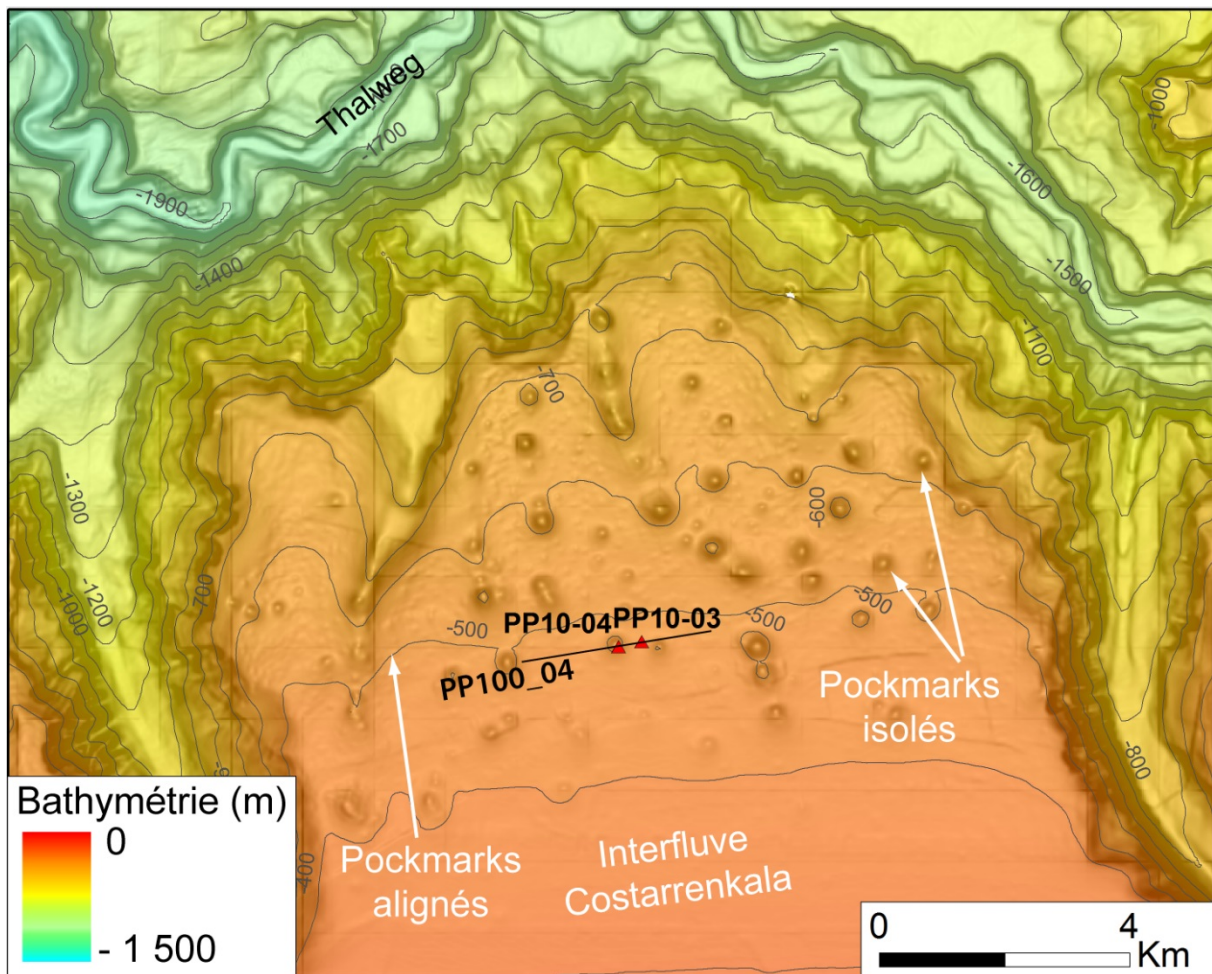


Figure 106 : Carte bathymétrique de l'interfluve Costarenkala avec positionnement des deux carottes qui y sont prélevées.

La carotte PP10-04 se compose d'un ensemble de vases gris-vert, argileuses à argilo-silteuses. Des passées métriques d'un vert plus soutenu indiquent les niveaux les plus argileux ; les passées pluridécimétriques gris foncées (à 0-60 cm et 1340-1370 cm) indiquent les niveaux les plus silteux, leur couleur étant liée à une oxydation plus forte des niveaux les plus « grossiers ». La présence d'un niveau riche en débris coquillés (530-830 cm) est également notable. La radiographie rX confirme une forte bioturbation, généralisée à l'ensemble de la carotte. La nature fine des dépôts associée à l'absence de structure sédimentaire visible sur les radiographies rX confirment des dépôts

liés à une sédimentation hémipélagique. Ceci est cohérent avec l'identification sur l'interfluve d'un écho-faciès lité I.1., précédemment identifié comme caractéristique un drapage hémipélagique.

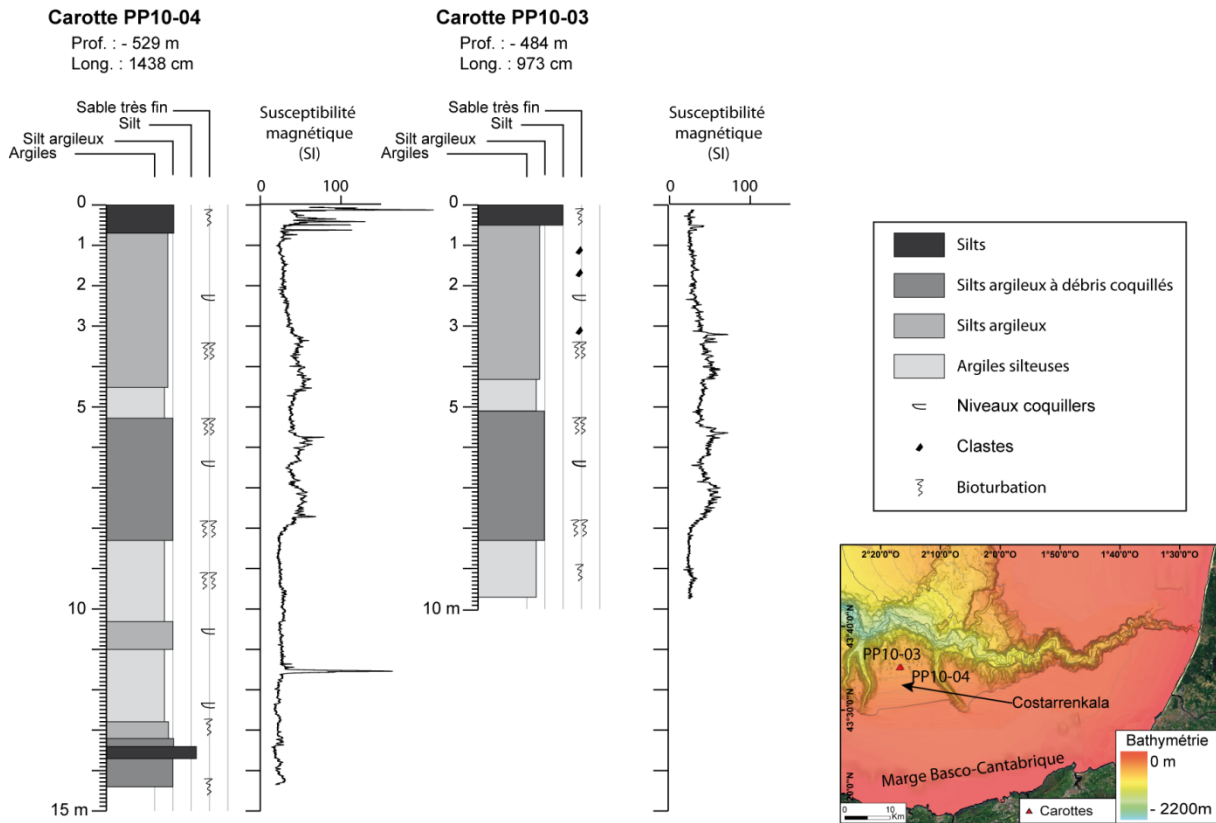


Figure 107 : Lithologie des carottes PP10-04 et PP10-03 prélevées sur la marge Cantabrique.

La très forte similitude du rapport XRF Ti/Ca entre la carotte de référence PP10-17 et la PP10-04 (Figure 109) permet de proposer une stratigraphie pour cette dernière. Ont ainsi pu être identifiés (Figure 109) :

- Le MIS 1, du sommet de la carotte à 160 cm de profondeur. La ^{14}C de $3\,635 \pm 30$ cal. yr. BP à 40 cm suggère que l'ensemble du MIS 1 est préservé dans la carotte. Les signaux caractéristiques du Younger Dryas ne semblent toutefois pas être présents dans la carotte PP10-04, suggérant un hiatus de sédimentation.
- Les événements d'Heinrich 1 à 5. Le niveau à débris coquillés compris entre 520 et 820 cm est ainsi identifié comme déposé durant l'évènement de Heinrich 2.

La corrélation entre les carottes de la pente de la marge Aquitaine (PP10-17) et de la pente de la marge Cantabrique (PP10-04) permet de proposer un modèle d'âge pour la carotte PP10-04 (Figure 108). Elle permet également d'identifier des épaisseurs de dépôts plus fortes pour les périodes de H3 au LGM sur la marge Cantabrique (Figure 109). Celles-ci vont logiquement de pair avec des taux de sédimentation plus fort pour la même période sur la marge Cantabrique (Figure 108). Ces différences font que l'évolution des taux de sédimentation au cours des 50 dernier ka varie d'une marge à l'autre : les taux de sédimentation de la carotte PP10-04 sont en constante augmentation dès H3 (voir H4) et décroissent drastiquement après H2 alors que les taux de sédimentation de la carotte PP10-17 tendent à accélérer à chaque évènement d'Heinrich et à diminuer entre eux (Figure 108).

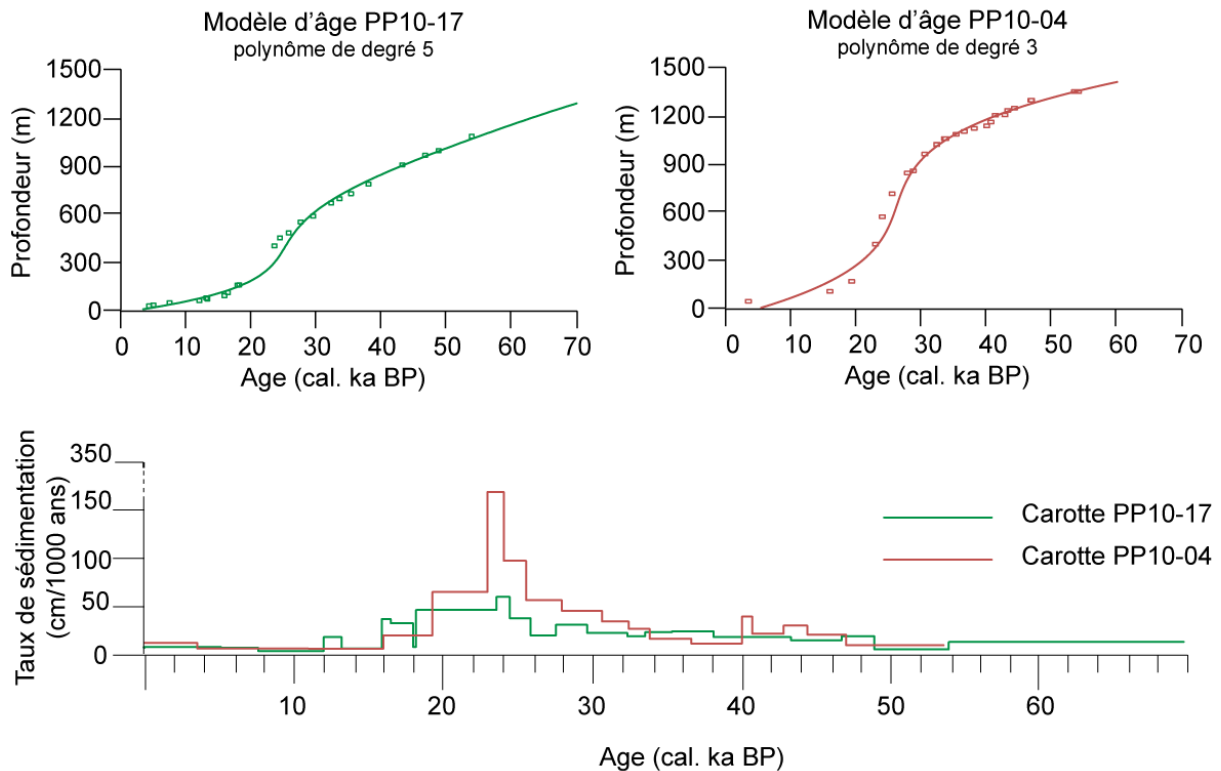


Figure 108 : Modèle d'âge et taux de sédimentation comparé des carottes PP10-04 et PP10-17.

Bilan : Interprétation des carottes de la marge Cantabrique

Les deux carottes de la marge Cantabrique, PP10-03 et PP10-04, présentent des lithologies et des variations de susceptibilité magnétique similaires (Figure 107). D'après la stratigraphie établie et l'absence de structures d'échappement de fluides dans les carottes de la marge Cantabrique, il semble que les pockmarks de l'interfluve Costarrenkala soient *a priori* inactifs ou trop faiblement actifs depuis plus de 45 ka pour impacter la sédimentation. Toutefois, le prélèvement de la carotte PP10-03 n'est pas réalisé exactement au fond du pockmarks, ce qui pourrait également limiter les traces d'échappement de fluides dans la carotte. Les faunes en présences sont sous la forme de débris coquillés anguleux. Le site de prélèvement est situé en-dessous de la limite d'action des vagues de tempêtes, il n'y a donc pas d'amas de débris coquillés. Il n'y a pas non plus de traces de coquilles en connexion ou en position de vie, ce qui limite l'explication de débris coquillés en raison d'une macrofaune locale en lien avec les pockmarks. La proximité du rebord de plate-forme pourrait également favoriser l'arrivée ponctuelle de grains de plus forte granularité et/ou de débris coquillés.

La stratigraphie et le modèle d'âge établis indiquent une dynamique sédimentaire identique à celle du plateau Landais, *i.e.* dominée par la décantation hémipélagique. La carotte prélevée sur le plateau Landais est interprétée au regard d'un contexte paléoclimatique : les changements majeurs sont dépendants de phénomènes glacio-eustatiques. A dynamique sédimentaire équivalente, les carottes de la marge Cantabrique montrent que les variations glacio-eustatiques régionales ne s'enregistrent pas de façon identique sur la bordure sud du canyon de Capbreton.

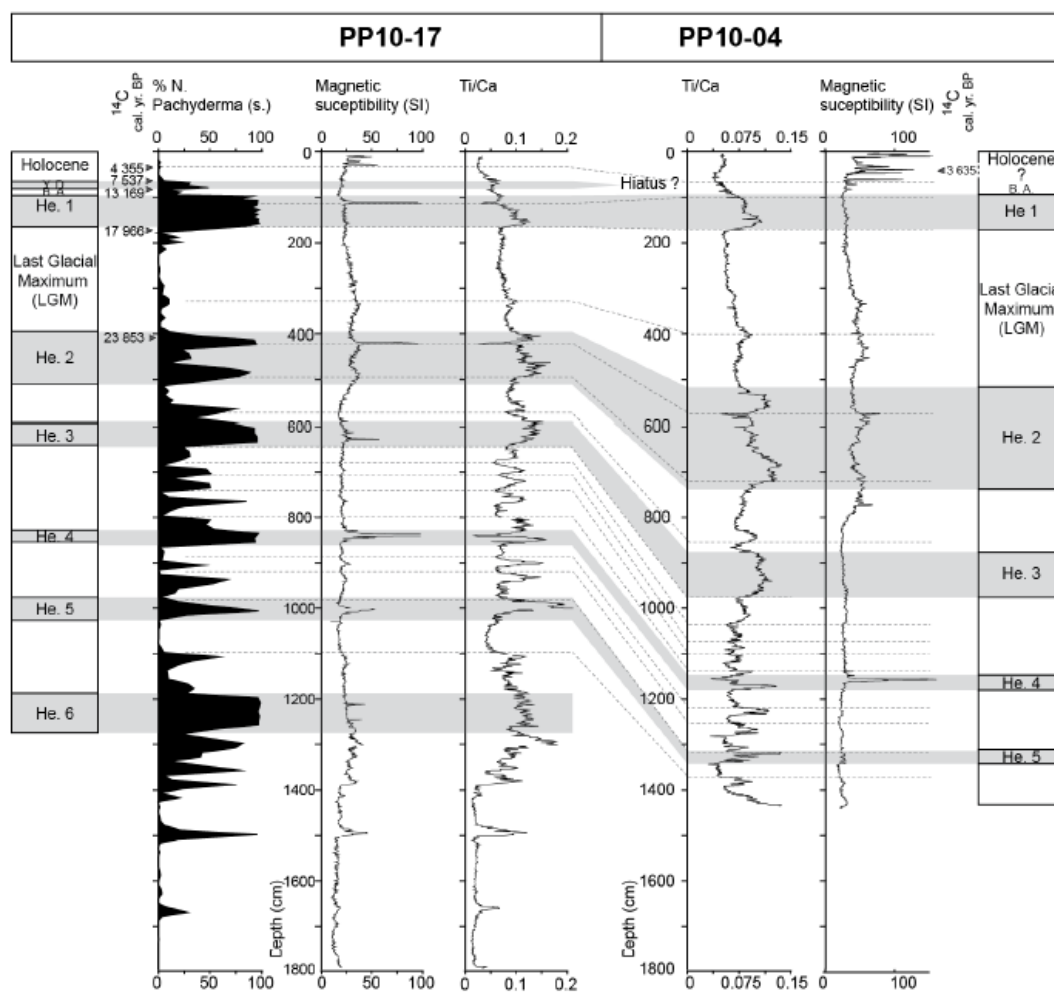


Figure 109 : Corrélation des carottes PP10-17 et PP10-04. En pointillé, les différents points de calage.

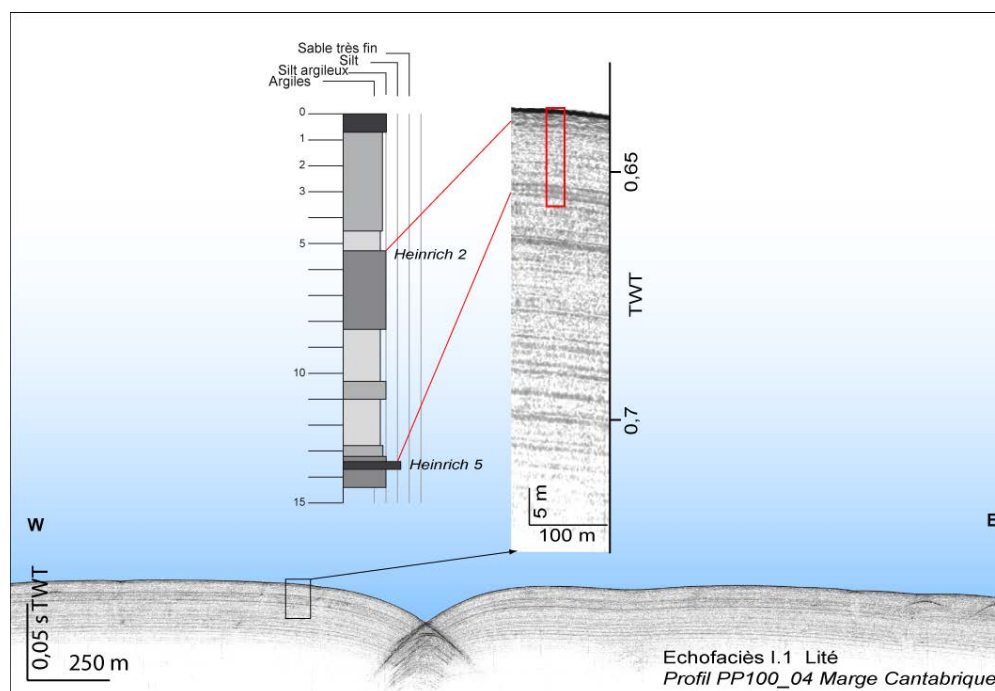


Figure 110 : Calibration par carottage de l'échofaciès I.1 par la carotte hémipélagique PP10-04.

CHAPITRE 6 : LE SYSTEME TURBIDITIQUE DU CAP-FERRET : COMPLEXE CHENAL-LEVEE ET ZONE DE TRANSITION CHENAL-LOBES

Après avoir traité dans les chapitres 4 et 5 des sources du système turbiditique du Cap-Ferret Capbreton, le présent chapitre va s'attacher à analyser la zone de confluence des trois canyons du système - le canyon de Capbreton-Santander, le canyon de Cap-Ferret et le canyon de Torrelavega (Figure 111) - ainsi qu'à détailler l'architecture de la zone distale du système turbiditique de Cap-Ferret Capbreton.

Les différents éléments architecturaux définis classiquement dans les systèmes turbiditiques sont les canyons (Shepard 1981 ; Normark et Carlson 2003), le complexe de chenal-levée (Flood *et al.*, 1991 ; Babonneau *et al.*, 2002), la zone de transition chenal-lobes (Wynn *et al.*, 2002) et les lobes distaux (Prélat *et al.*, 2009 ; Mulder et Etienne 2010). Ces éléments sont identifiables dans le système turbiditique du Cap-Ferret Capbreton (Figure 111). Ce chapitre va donc s'intéresser à la zone chenal-levée du système du Cap-Ferret-Capbreton, dominée par le levée nord du Cap-Ferret et comprenant la zone de confluence des trois sources, puis à la zone de transition chenal-lobe (abrégiée en CLTZ pour *Channel-Lobe Transition Zone* ; Wynn *et al.*, 2002) et enfin à la zone des lobes (Figure 111).

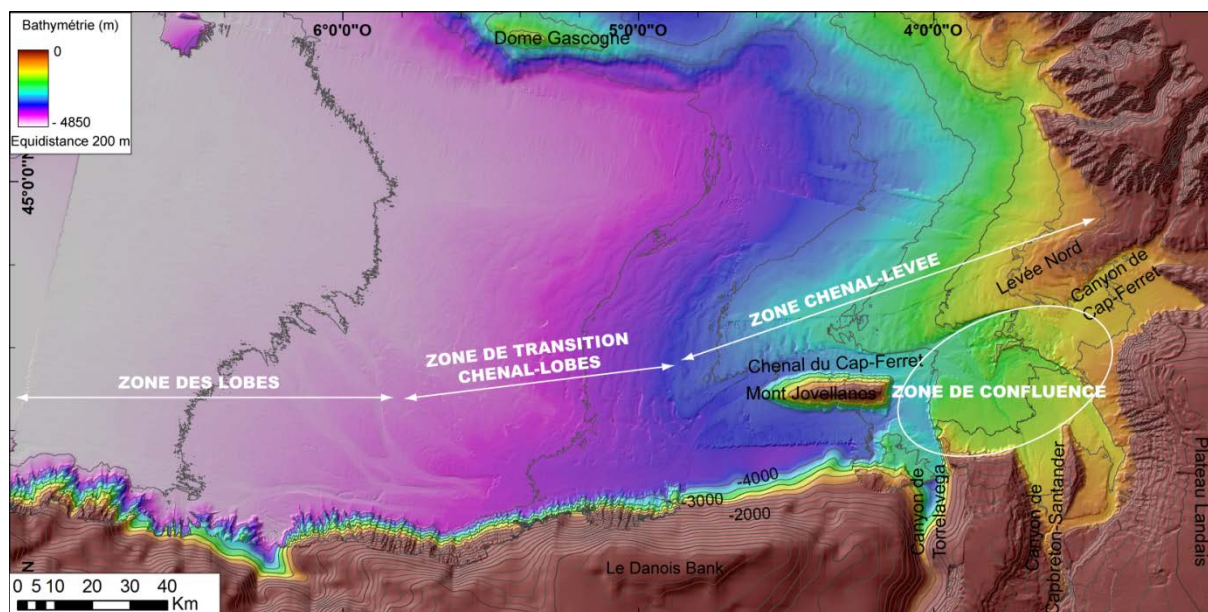


Figure 111 : Carte bathymétrique ombrée du système turbiditique du Cap-Ferret Capbreton, centrée sur la partie distale du système.

1. Charte d'analyse des données de sub-surface

Deux types de données de sub-surface sont traités lors de cette thèse pour l'analyse du système turbiditique du Cap-Ferret. Tout d'abord, l'imagerie des sondeurs multifaisceaux, c'est-à-dire la réflectivité acoustique du fond, est examinée. L'exercice de cartographie consiste alors à isoler et classer les différents faciès acoustiques sur l'imagerie (Figure 114) et de cartographier l'ensemble (Figure 114).

Ensuite, les données de sondeur de sédiments CHIRP sont examinées à leur tour. Ce type de données de sub-surface procure une information sur l'architecture et la nature des sédiments superficiels sur une épaisseur de 80 à 120 m en moyenne. Cette donnée se présente sous la forme de profils successifs espacés de 10 km. Une classification des différents écho-faciès est également nécessaire (Figure 115 et Figure 116). Ces différents écho-faciès sont par la suite corrélés entre profils afin de produire une carte (Figure 117).

Il est ainsi intéressant de croiser ces deux types de données : une bonne corrélation entre les grands domaines identifiés en imagerie et ceux identifiés par écho-faciès conforte leur interprétation.

1.1. Cartographie des données d'imagerie (réflectivité du fond)

L'analyse des faciès de réflectivité est basée sur l'intensité du signal réfléchi ainsi que sur la morphologie, l'organisation des plages de réflectivité. Dans le système turbiditique du Cap-Ferret, 17 faciès d'imagerie sont identifiés sur ces critères et classés selon leur homogénéité ou l'alternance régulière ou chaotique de plages d'intensité de réflectivité différentes (Figure 112 et Figure 113).

Les faciès homogènes

Sept faciès homogènes sont identifiés en réflectivité, numérotés de H.1 à H.7 depuis les termes de plus forte rétrodiffusion (signature foncée) vers les termes de plus forte absorption (signature claire ; Figure 112). Ces faciès homogènes sont plus généralement présents dans la partie la plus distale du système turbiditique du Cap-Ferret (H.1, H.2, H.3, H.7 ; Figure 114). Les faciès H.4 et H.5 sont présents uniquement dans le complexe chenal-levé du Cap-Ferret, sur des surfaces relativement restreintes (Figure 114). Enfin le faciès H.6 se présente dans les axes chenalisés aussi bien en amont qu'en aval du système turbiditique du Cap-Ferret (Figure 114). Des linéaments de faible réflectivité et peu marqués, dont il est difficile de définir s'ils sont d'origine morphologique ou lithologique, peuvent localement être présents dans les faciès H.6 et H.7.

Un faciès homogène peut indiquer une homogénéité de lithologie, avec des grains bien triés, ou une surface de dépôts relativement lisse, indiquant l'absence de structures sédimentaires 3D.

Les faciès "à bandes"

Sept faciès "à bandes" sont identifiés en réflectivité, numérotés B.1 à B.7 en fonction de l'intensité du contraste entre les gammes de rétrodiffusion ainsi que sur la largeur et la longueur d'ondes des "bandes" du faciès (Figure 112 et Figure 113). Ces faciès sont présents majoritairement dans la partie amont du système turbiditique, au niveau du complexe chenal-levée (Figure 114).

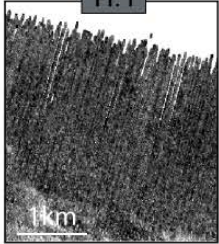
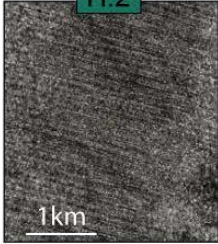
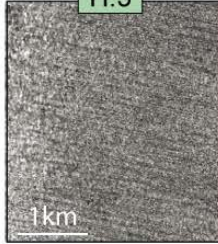
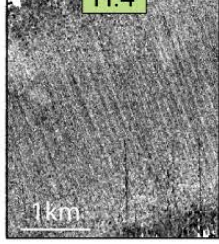
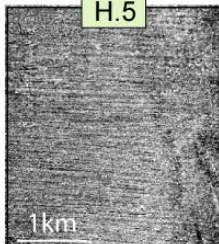
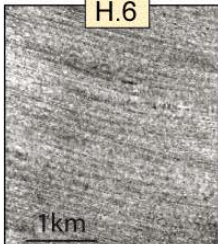
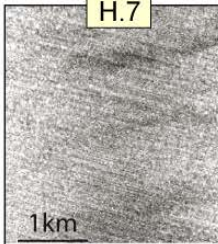
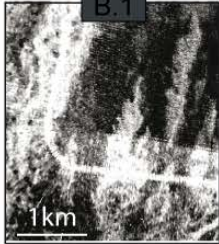
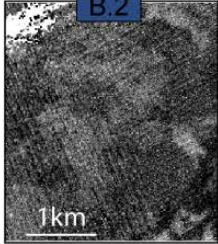
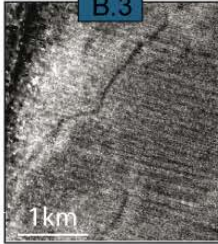
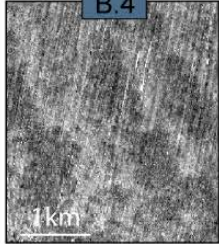
Faciès homogènes				
	Réflectivité forte	Réflectivité forte à moyenne	Réflectivité moyenne	Réflectivité moyenne à faible
				
	Réflectivité moyenne à faible	Réflectivité faible	Réflectivité très faible à fins linéaments	
Faciès « à bandes »				
	Alternance régulière de réflectivité très faible à très forte	Alternance irrégulière de bandes de réflectivité forte à très forte	Alternance irrégulière de bandes de réflectivité forte à faible	Alternance irrégulière de bandes de réflectivité moyenne à faible

Figure 112 : Classification des faciès de réflectivité du fond marin dans la zone distale du système turbiditique du Cap-Ferret-Capbreton.

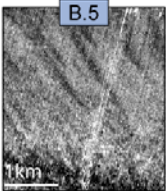
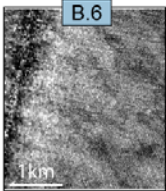
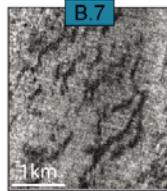
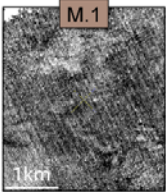
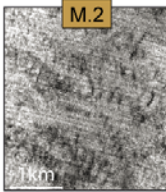
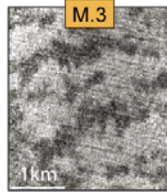
Faciès «à bandes»			
	Alternance de fines bandes de réflectivité forte à moyenne	Alternance de bandes régulières de réflectivité moyenne à faible	Réflectivité moyenne à faisceaux de très forte réflectivité
			
Faciès «marbrés»	Réflectivité moyenne à forte en patch nébuleux	Réflectivité faible à fins pointillés de réflectivité forte	Marbrures de réflectivité faible à moyenne

Figure 113 : Suite de la classification des faciès de réflectivité du fond marin dans la zone distale du système turbiditique du Cap-Ferret-Capbreton.

L'alternance de différentes gammes de réflectivité, dans le cas où elle n'est pas induite par des effets de topographie, est indicatrice d'une hétérogénéité dans le faciès. Deux facteurs influent sur la réflectivité du fond : la topographie et la lithologie. Concernant la topographie, si des reliefs sont présents sur le fond marin, les pentes faisant face à l'onde incidente apparaitront en réflectivité forte (forte proportion de signal réfléchi), les pentes opposées en réflectivité faible. Concernant la lithologie, en théorie, plus la granularité est grossière, plus le signal réfléchi est fort (gamme de réflectivité claire) mais des facteurs tels que la teneur en eau ou la sur-consolidation peuvent fortement modifier le signal (Unterseh, 1999). Les faciès "à bandes" sont donc à interpréter avec précaution en tenant compte de ces paramètres.

Les faciès "marbrés"

Trois faciès "marbrés" sont identifiés en réflectivité, numérotés M.1 à M.3 en fonction de valeur de rétrodiffusion moyenne décroissante (Figure 113). Ces faciès se localisent au plus près des axes chenalisés. M.1 est présent uniquement dans le complexe chenal-levé du Cap-Ferret, M.2 et M.3 sont plus clairement exprimés dans la zone de transition chenal-lobe du Cap-Ferret

(Figure 114).

Comme pour les faciès "à bandes", en l'absence d'effet topographique, un faciès "marbré" traduit une hétérogénéité dans le dépôt. L'aspect nébuleux ou nuageux peut traduire une géométrie moins bien organisée que dans les faciès "à bandes".

1.2. Cartographie des données de sondeur de sédiments CHIRP

L'analyse des écho-faciès (Figure 111) du système turbiditique du Cap-Ferret complète l'analyse des écho-faciès du système turbiditique de Capbreton, précédemment décrits dans le chapitre 5. Les écho-faciès lités I.1, I.2, et hyperboliques II.2, II.3 sont communs à la zone du canyon de Capbreton et au système turbiditique du Cap-Ferret (les écho-faciès lités I.3, hyperboliques II.1 et sourds III.1 sont restreints au système turbiditique de Capbreton). Dix nouveaux écho-faciès supplémentaires sont donc identifiés dans le système turbiditique du Cap-Ferret (Figure 115 et Figure 116).

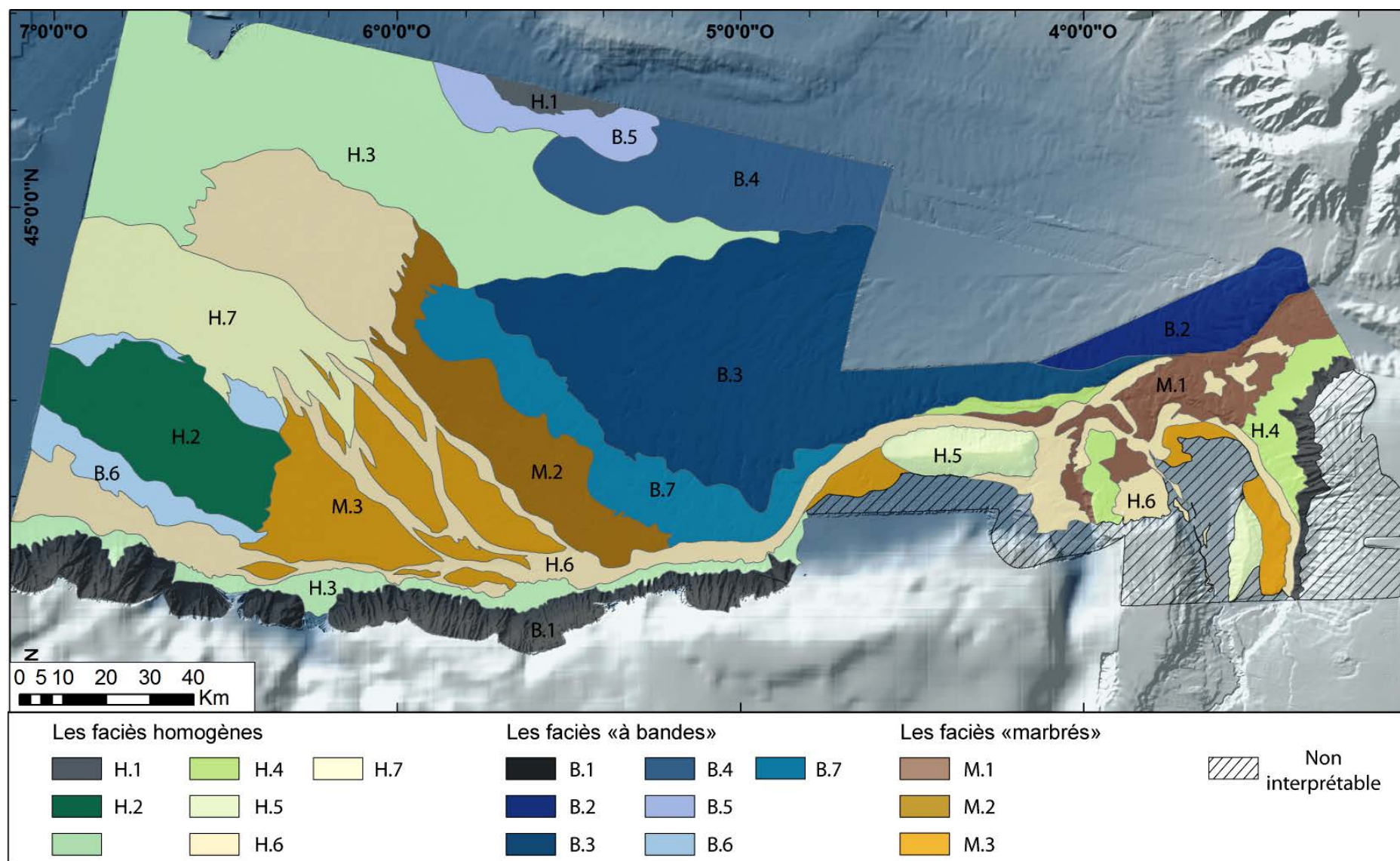


Figure 114 : Cartographie des faciès d'imagerie dans la zone distale du système turbiditique du Cap-Ferret Capbreton.

Les écho-faciès lités

Les écho-faciès lités I.4 à I.8 sont définis à partir de critères de pénétration du signal, de continuité des réflecteurs, d'amplitude du réflecteur marquant le fond marins et d'amplitude des réflecteurs sous-jacents (Figure 115). Les écho-faciès I.4 et I.5 sont semblables en termes de géométrie des réflecteurs sous-jacents et d'amplitude mais se distinguent par une légère discontinuité des réflecteurs sous-jacents dans le faciès I.4, due à la présence de fines hyperboles peu marquées (Figure 115). Les écho-faciès I.4 et I.5 sont également subdivisés en type a et b sur la carte des écho-faciès (Figure 117) : ceci correspond à des diminutions ou des augmentations de l'amplitude du signal qui semblent significatives pour l'interprétation des processus du fait de leur récurrence et de leur continuité. Les écho-faciès I.4 et I.5 sont restreints à la levée Nord du Cap-Ferret, le faciès I.5 correspondant à la partie amont de cette levée, le faciès I.4 à sa partie aval (Figure 117). Ces écho-faciès sont majoritairement associés à des faciès d'imagerie "à bandes" qui révèlent la présence de morphologie 3D (dunes sédimentaires) sur le fond marins (

Figure 118). En accord avec la littérature (Damuth et Hayes 1977 ; Damuth 1980 ; Wynn *et al.*, 2000 ; Loncke *et al.*, 2009 ; Babonneau *et al.*, 2012), ces écho-faciès sont interprétés comme des **dépôts de débordement** sur des levées de courants de turbidité, associés à des **sediment waves**.

L'écho-faciès I.6 est caractérisé par sa forte amplitude et la bonne continuité des réflecteurs sous-jacents (Figure 115). Cet écho-faciès occupe une large superficie au nord-ouest de la zone d'étude et constitue la continuité de l'écho-faciès I.5 distalement (Figure 117). Il est associé au faciès d'imagerie homogène H.3, relativement clair, qui indique une surface de dépôts avec peu de reliefs et des dépôts de granularité intermédiaire (silt-sableux ?) (Figure 118). En accord avec la littérature (Loncke *et al.*, 2009), ce faciès est interprété comme des **dépôts turbiditiques** en domaine de bassin.

Les écho-faciès I.7 et I.8 se caractérisent par la faible pénétration du signal (Figure 115). L'écho-faciès I.7 présentent des réflecteurs sous-jacents continus sur une faible épaisseur. Il se présente sur une surface restreinte, de morphologie sub-arrondie dans la zone la plus distale du système turbiditique du Cap-Ferret (Figure 117). Le faciès d'imagerie associé dominant est le faciès homogène de forte réflectivité H.2 qui suggère des dépôts assez grossiers (sables grossiers ?) et sans relief significatif.

Les écho-faciès hyperboliques

Les écho-faciès hyperboliques II.2 à II.6 sont définis sur des critères de largeur des hyperboles, de leur tangence au fond, d'amplitude du signal et sur la présence ou l'absence de réflecteurs sous-jacents (Figure 115 et Figure 116).

Les écho-faciès II.2 et II.3 ont déjà été identifiés et interprétés lors de l'étude du système turbiditique de Capbreton. L'écho-faciès II.2 a alors été interprété comme un "**faciès de pente**" lié aux morphologies accidentées. Dans le système turbiditique du Cap-Ferret, il apparaît également sur les domaines de pentes (rebord du plateau Landais ou du Banc le Danois ; Figure 117) et est associé à un faciès d'imagerie B.1 où alternent des gammes d'imagerie très forte ou très faible qui traduisent le relief accidenté de la pente.

L'écho-faciès II.3, composé de larges hyperboles tangentes au fond marin (Figure 115), a été précédemment interprété comme des dépôts sableux, probablement en masse, dans des axes chenalisés. Dans le système turbiditique du Cap-Ferret, cet écho-faciès apparaît à nouveau dans les axes chenalisés des zones de chenal-levée et de transition chenal-lobe (Figure 117). L'écho-faciès II.3 est interprété comme des **dépôts sableux liés au courant de turbidité** (Figure 119).

L'écho-faciès II.4 se caractérise par de petites hyperboles étroites de forte amplitude non tangentes au fond marin (Figure 115). Cet écho-faciès apparaît dans des zones en dépression et semble lié à des perturbations topographiques (Figure 117).

L'écho-faciès II.5 se compose d'hyperboles étroites de faible amplitude, non tangentes au fond marin. Il est associé à deux faciès d'imagerie "marbrés" : M.2 présentant des surfaces recouvertes de tirets sombres et allongées dans le sens générale des écoulement, et M.3 présentant des assemblages nuageux "en croissant" (Figure 119). Ces deux faciès d'imagerie sont interprétés comme étant liés à la présence de *sediment waves* de lithologie fine (silty-sableuse ou silty argileuse?) pour M.3, plus grossière pour M.2. En effet, le faciès M.2 n'est pas sans rappeler les *sediment waves* grossières imagées au débouché du Saint Laurent (Wynn *et al.*, 2002) ou les zones d'érosion/dépôts résultant de la turbulence des écoulements comme dans le système turbiditique du Var (Migeon *et al.*, 2012). L'écho-faciès II.5 est donc interprété comme des dépôts de **sediments waves de petite taille (longueur d'onde inférieure à 2 km) et de granularité assez forte** liés à des courants de turbidité et marquant la présence de **levées secondaires** (Figure 119).

L'écho-faciès II.6 est caractérisé par des hyperboles étroites non tangentes au fond marin (liées à la topographie accidentée du fond) et par des réflecteurs sous-jacents lités discontinus (Figure 116). Ce faciès apparaît dans des zones non chenalisées bien que les surfaces qu'il occupe présentent une extension parallèle aux chenaux distributaires (Figure 117). Cet écho-faciès est associé au faciès d'imagerie B.7 (Figure 119). Ce faciès "à bandes" se rapproche du faciès B.2 (*sediment waves*) en montrant des structures semblables mais de plus faibles dimensions. Il est interprété comme des dépôts de **sediments waves de petite taille** liés à des courants de turbidité.

Les écho-faciès sourds

Dans la zone distale du système turbiditique du Cap-Ferret, seul l'écho-faciès sourd III.2 apparaît (Figure 117). Il s'agit d'un écho-faciès de très forte amplitude. Contrairement à l'écho-faciès III.1, la pénétration n'est pas complètement nulle mais la réponse est suffisamment perturbée pour ne pas permettre la lecture d'une géométrie des dépôts. Il est interprété comme un dépôt de forte granularité. Selon son association avec le faciès d'imagerie, il est interprété soit comme un **lobe abandonné** (association avec H.2, voir B.6) soit comme une **levée secondaire** très basse (association avec M.3 ; Figure 119). Il n'est néanmoins pas impossible que les petites *sediment waves* du faciès M.3 se mettent en place à la surface du lobe abandonné après migration des chenaux.

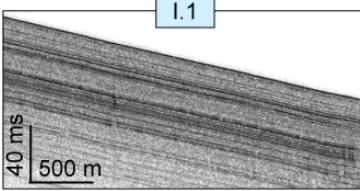
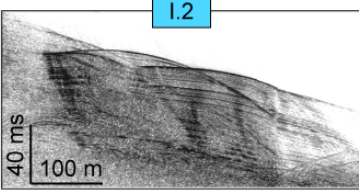
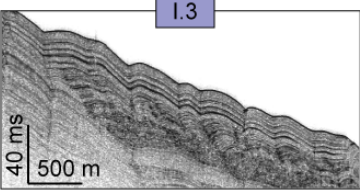
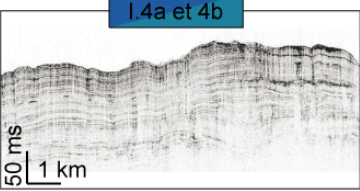
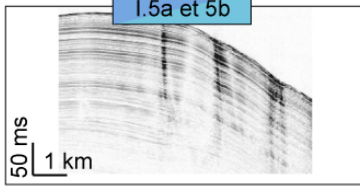
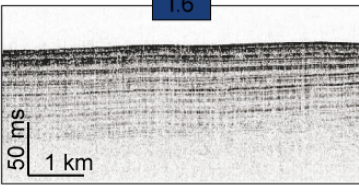
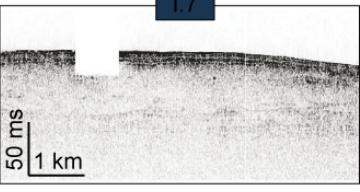
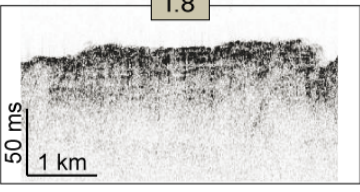
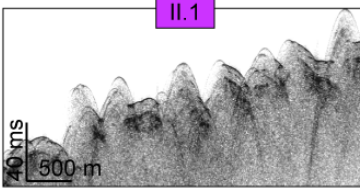
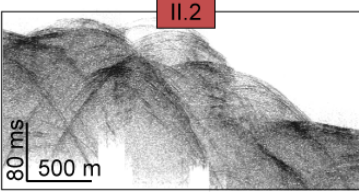
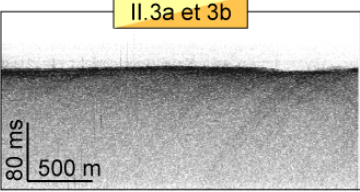
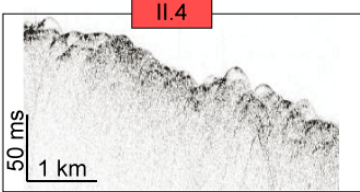
Echofaciès lités	 <p>I.1</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude moyenne à forte - Haute continuité - Réflecteurs plans parallèles 	 <p>I.2</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude moyenne à forte - Continuité moyenne - Réflecteurs plans subparallèles 	 <p>I.3</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude moyenne à forte - Haute continuité - Réflecteurs ondulés parallèles 	 <p>I.4a et 4b</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude moyenne à forte - Continuité moyenne - Réflecteurs ondulés parallèles
	 <p>I.5a et 5b</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude moyenne à forte - Haute continuité - Réflecteurs ondulés parallèles 	 <p>I.6</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude forte à très forte - Haute continuité - Réflecteurs plans parallèles 	 <p>I.7</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude forte à très forte - Faible continuité - Réflecteurs sub-parallèles 	 <p>I.8</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude moyenne à forte - Continuité moyenne - Réflecteurs ondulés parallèles
Echofaciès hyperboliques	 <p>II.1</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude faible à moyenne - Hyperboles étroites non tangentes au fond marin 	 <p>II.2</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude faible à moyenne - Hyperboles larges non tangentes au fond marin 	 <p>II.3a et 3b</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude moyenne à forte - Hyperboles larges tangentes au fond marin 	 <p>II.4</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude faible à moyenne - Hyperboles étroites non tangentes au fond marin

Figure 115 : Classification des écho-faciès en fonction de leur nature litée, hyperbolique transparente ou sourde et de critère d'amplitude et de continuité du signal.

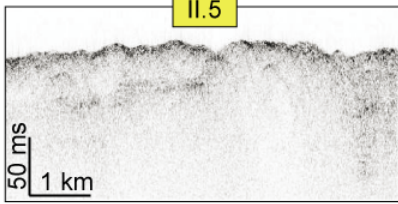
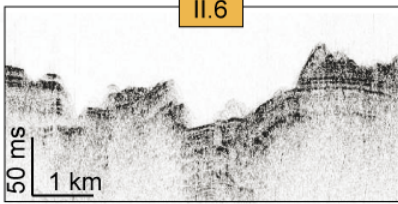
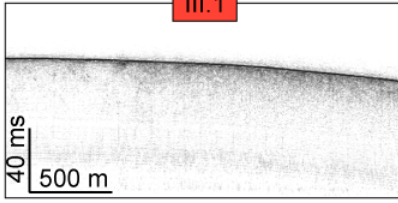
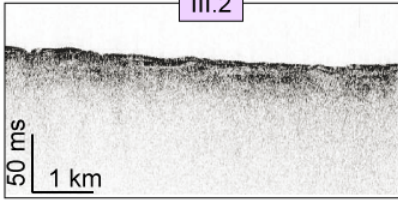
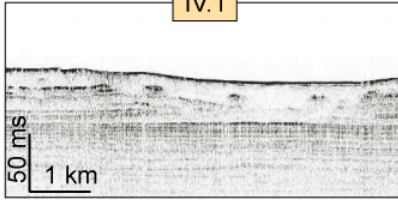
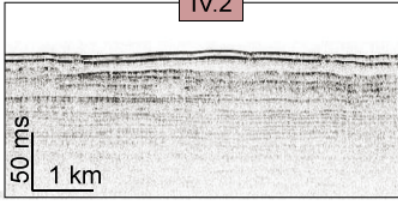
Echofaciès hyperboliques	 <p>II.5</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude faible - Hyperboles étroites non tangentes au fond marin 	 <p>II.6</p> <ul style="list-style-type: none"> - Amplitude forte - Hyperboles non tangentes au-dessus de lités discontinus
Echofaciès sourds	 <p>III.1</p> <ul style="list-style-type: none"> - Un réflecteur unique de forte amplitude au niveau du fond marin 	 <p>III.2</p> <ul style="list-style-type: none"> - Un ensemble forte amplitude au niveau du fond marin avec une mauvaise pénétration
Echofaciès transparents	 <p>IV.1</p> <ul style="list-style-type: none"> - Un réflecteur forte amplitude puis un niveau transparent sur réflecteurs lités discontinus 	 <p>IV.2</p> <ul style="list-style-type: none"> - Deux unités transparentes encadrées par réflecteurs fortes amplitudes, sous jacents lités

Figure 116 : Suite de la classification des écho-faciès en fonction de leur nature litée, hyperbolique transparente ou sourde et de critère d'amplitude et de continuité du signal.

Les écho-faciès transparents

Les écho-faciès IV.1 et IV.2 se caractérisent par un réflecteur du fond marin de forte amplitude, par la présence d'une couche transparente en sub-surface et enfin en profondeur par des réflecteurs sous-jacents lités de continuité et d'amplitude moyennes (Figure 116). Ils se distinguent l'un de l'autre par la géométrie de la couche transparente : pour l'écho-faciès IV.1, il s'agit d'une masse unique, pour l'écho-faciès IV.2, elle est subdivisée en 2 à 3 étages séparés par des réflecteurs continus de forte amplitude (Figure 116). Ces deux écho-faciès sont présents dans les parties les plus distales du système turbiditique du Cap-Ferret, à l'ouest de la zone d'étude (Figure 117). Ils sont tous les deux associés aux faciès d'imagerie homogènes clair H.6 et très clair H.7 (Figure 119). Ces écho-faciès semblent correspondre à la partie active des **lobes** du système turbiditique du Cap-Ferret. Ils pourraient également caractériser la présence de débrites comme dans les lobes du Nil (Migeon *et al.*, 2010) ou du Mississippi (Talling *et al.*, 2010). Les données disponibles ne couvrant pas toute la surface des lobes, seule leur partie proximale a pu être cartographiée

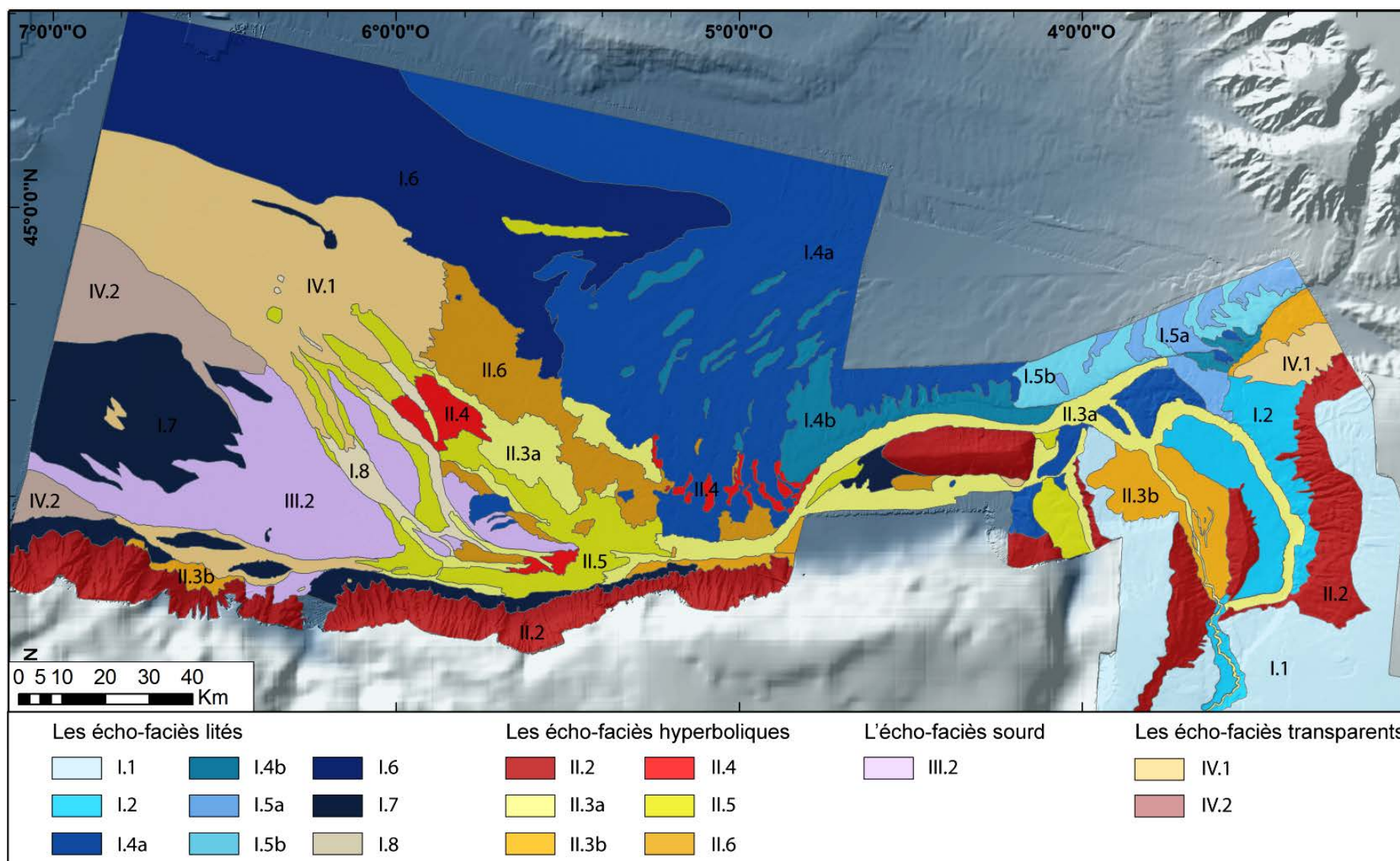


Figure 117 : Carte des écho-faciès de la zone distale du système turbiditique du Cap-Ferret Capbreton.

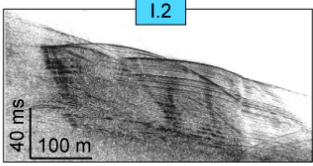
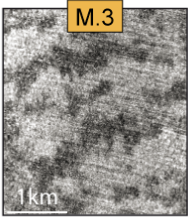
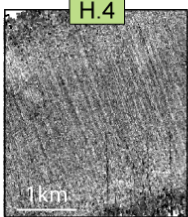
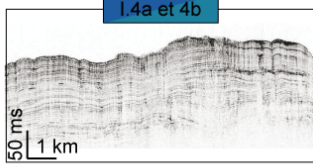
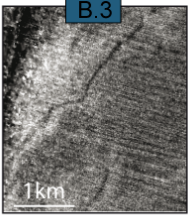
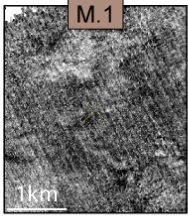
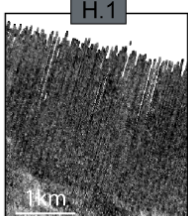
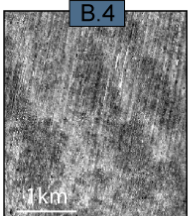
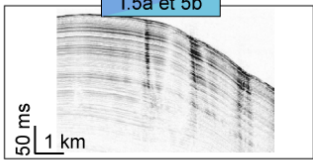
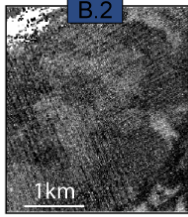
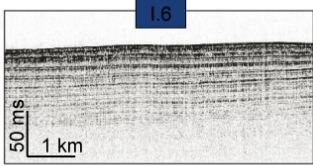
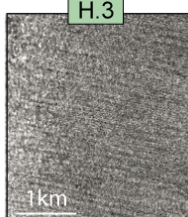
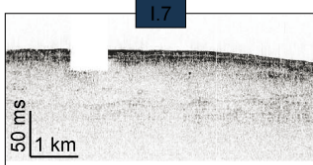
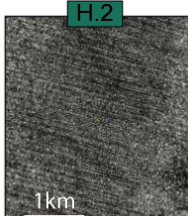
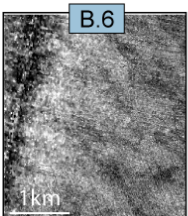
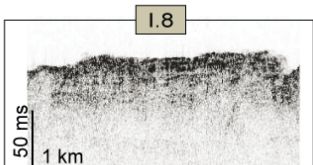
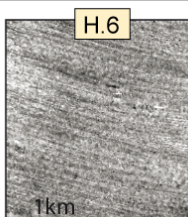
Echo-faciès	Faciès d'imagerie	Type de dépôts	Processus sédimentaires
 <p>I.2</p>	 <p>M.3</p>  <p>H.4</p>	Terrasses Turbidites fines	Courants turbiditiques Overspill
 <p>I.4a et 4b</p>	 <p>B.3</p>  <p>M.1</p>  <p>H.1</p>  <p>B.4</p>	Sediment waves Dépôts de levées	Courants turbiditiques Overspill
 <p>I.5a et 5b</p>	 <p>B.2</p>	Sediment waves Dépôts de levées	Courants turbiditiques Overspill
 <p>I.6</p>	 <p>H.3</p>	Turbidites de bassin	Courants turbiditiques
 <p>I.7</p>	 <p>H.2</p>  <p>B.6</p>	Lobes abandonnés	Courants turbiditiques
 <p>I.8</p>	 <p>H.6</p>	HARPs Lobes d'avulsion	Courants turbiditiques ou by-pass

Figure 118 : Association écho-faciès et faciès d'imagerie avec interprétation du type de dépôt et des processus sédimentaires associés.

Chapitre 6 : Le système turbiditique du Cap-Ferret : complexe chenal-levée et zone de transition
chenal-lobes

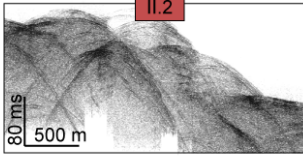
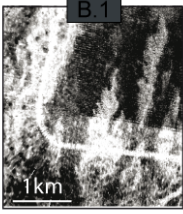
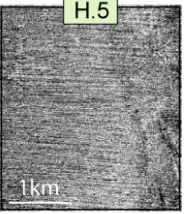
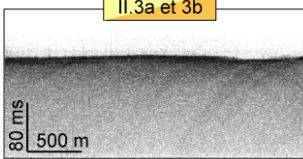
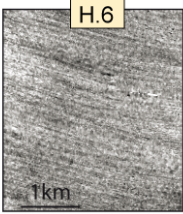
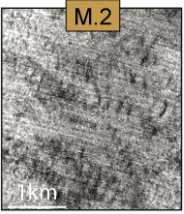
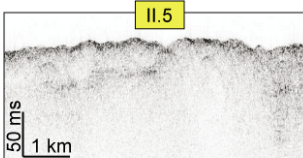
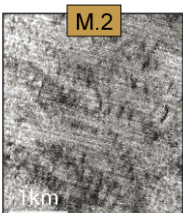

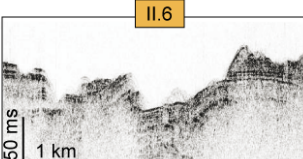
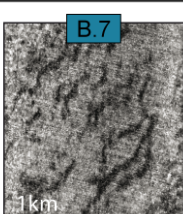
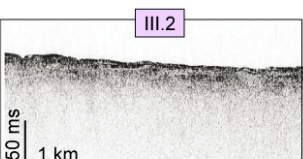
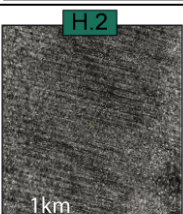
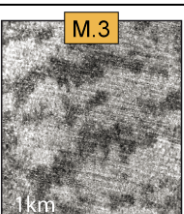
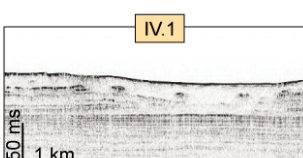
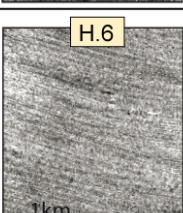
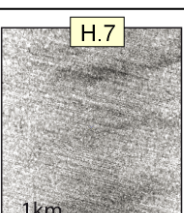
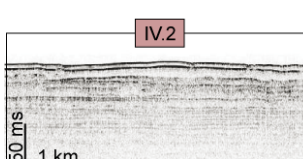
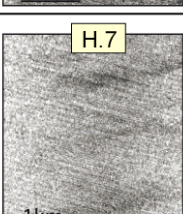
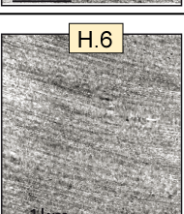
Echo-faciès	Faciès d'imagerie	Type de dépôts	Processus sédimentaires
	 	Pente	Artefacts liés à la topographie
	 	Chenaux sableux Ependage sableux	Courants turbiditiques Flow spreading pour le 3B
	 	Sediment waves de petite taille (plus sableuse?)	Courants turbiditiques ou by-pass
		Sediment waves de granularité grossière	Courants turbiditiques Erosion
	 	Lobes abandonnés (B.6) Levées secondaires (M.3)	Courants turbiditiques
	 	Lobes actifs	Courants turbiditiques Flow spreading
	 	Lobes actifs	Courants turbiditiques Flow spreading

Figure 119 : Suite de l'association écho-faciès et faciès d'imagerie avec interprétation du type de dépôt et des processus sédimentaires associés.

1. Le complexe chenal-levé du système turbiditique du Cap-Ferret

Comme évoqué précédemment, l'activité sédimentaire du canyon du Cap-Ferret au cours de l'Holocène, soit en contexte de haut niveau marin relatif, est considérée très faible (Etcheber *et al.*, 1999 ; Schmidt *et al.*, 2013). A l'inverse, au cours du LGM, soit en contexte de bas niveau marin relatif, l'activité sédimentaire est forte dans le canyon de Cap-Ferret (Cremer 1983 ; Nely *et al.*, 1985). Dans cette partie, des données de géophysique de subsurface et une carotte sont utilisées pour illustrer comment ces différences de dynamique sédimentaire s'enregistrent au niveau du complexe de chenal-levée du système turbiditique du Cap-Ferret.

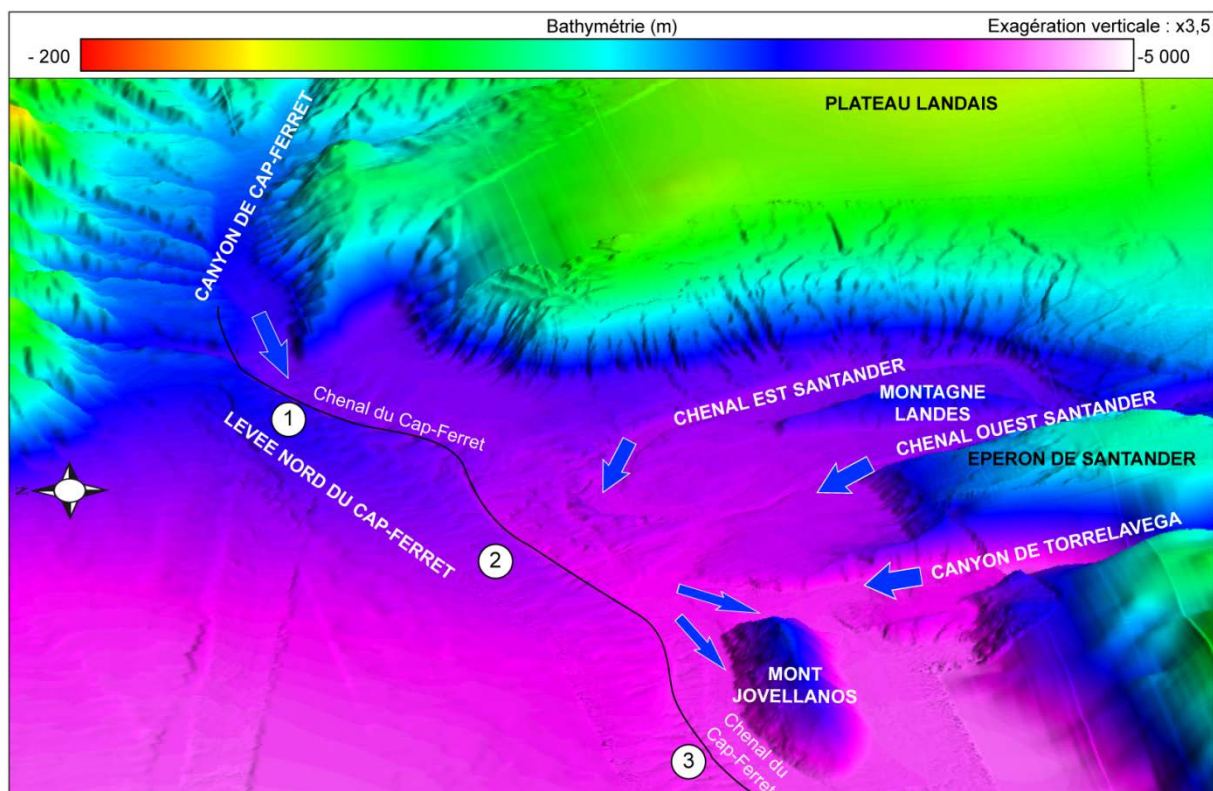


Figure 120 : Vue 3D de la bathymétrie ombrée de la zone de confluence avec report des directions majeures d'écoulement. La ligne de crête de la levée Nord du Cap-Ferret est soulignée par un trait noir. Cette ligne n'est pas rectiligne mais sinueuse, présentant 3 convexités vers le Nord, numérotées 1 à 3, dont l'implication en terme de dynamique sédimentaire sera discutée dans ce chapitre.

1.1. Le complexe chenal-levée du système turbiditique de Cap-Ferret : analyses morpho-bathymétriques

A plus de 3 500 m de profondeur, à la hauteur du canyon de Santander, la morphologie du système turbiditique du Cap-Ferret évolue progressivement, l'élément architectural canyon laissant place à celui de chenal-levée. A travers des coupes bathymétriques, l'évolution amont-aval du système est étudiée, avec un intérêt particulier porté à la levée Nord.

La levée Nord et ses sediment waves

Sur la majeure partie de la levée Nord du Cap-Ferret se développent de nombreuses *sediment waves*. Leur crêtes migrent à contre pente : il s'agit d'anti-dunes, ce qui est caractéristique des levées (Migeon *et al.*, 2000). Ces anti-dunes (Figure 121) ont une longueur d'onde de 4 km et une amplitude verticale de 30 m en moyenne. Elles ont une forme en croissant arqué vers l'aval : au plus près du

chenal de Cap-Ferret, leur direction est perpendiculaire à celui-ci puis évolue progressivement pour devenir perpendiculaire à la pente de la levée, ce qui est classique pour les systèmes chenaux-levées.

Les levées présentent généralement une ligne de crête rectiligne à légèrement incurvée (incurvation liée à la migration de levée et à l'effet de Coriolis). Dans le cas de la levée Nord du Cap-Ferret, la ligne de crête est sinueuse (Figure 120) : trois incurvations vers le nord-ouest se succèdent d'amont-en aval, numérotées de 1 à 3 sur la Figure 120.

Par ailleurs, concernant la levée Nord, les cartes d'écho-faciès (Figure 123) et de segmentation d'imagerie (Figure 124 et Figure 125) montrent sur la levée Nord, toutes les deux au même emplacement, une séparation entre un domaine amont et un domaine aval. Le domaine amont se caractérise par l'association des écho-faciès I.5a et I.5b, continus, et de la réflectivité B.2 où s'alternent plus ou moins régulièrement des plages de réflectivité sombres à très sombres. Le domaine aval se caractérise par l'association des écho-faciès I.4a et I.4b, légèrement discontinus, et du faciès B.3 dont la gamme de réflectivité est plus claire et dont les "bandes" sont plus larges et mieux organisées que dans le faciès B.2.

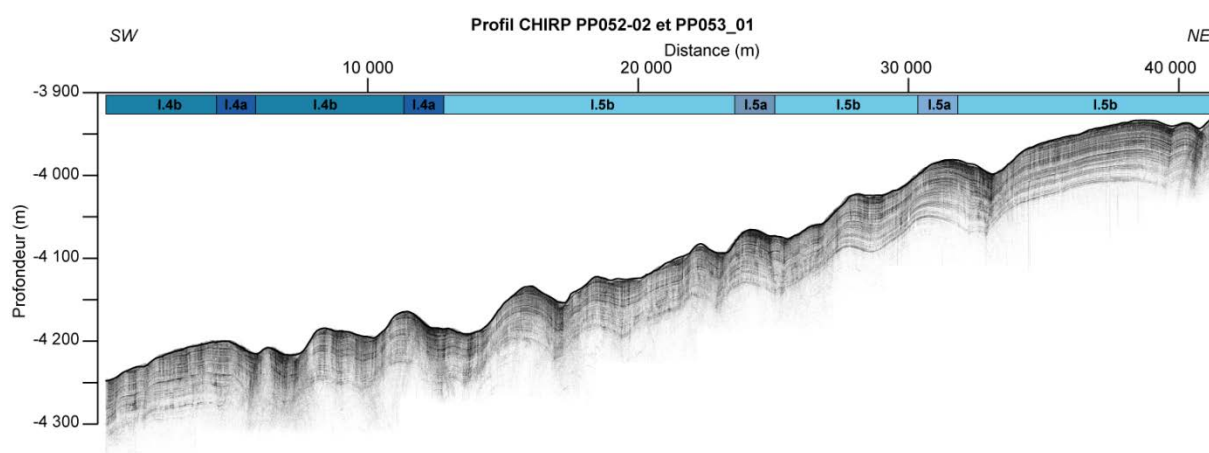


Figure 121 : Profil sondeur de sédiments CHIRP sur la levée de Cap-Ferret. Les codes couleurs en haut du profil correspondent aux légendes des cartes d'écho-faciès (Figure 117 et Figure 123). Le profil est localisé en Figure 123.

Le complexe chenal-levée

Dans la partie amont du complexe chenal-levée, à l'exutoire du canyon de Cap-Ferret (Figure 122A), se situe un large replat (19 km) compris entre la levée Nord et le rebord du plateau Landais. Au pied de la levée Nord, sur le bord de ce replat, le chenal du Cap-Ferret prend place, large de 2 km. La levée Nord s'élève de 330 m au-dessus du chenal et est large de 15 km. Sa morphologie est dissymétrique : le flanc Sud fait en moyenne 3,5°, pouvant atteindre localement 11,2°, alors que le flanc Nord a une pente moyenne d'1°.

Au niveau de la terminaison du chenal de Santander (Figure 122B), au pied de la levée Nord, le chenal du Cap-Ferret a une largeur de 2 km. Un chenal secondaire s'amorce, parallèle au premier et situé à 5 km au sud de celui-ci. La hauteur de la levée diminue de moitié : elle culmine ici à 160 m au-dessus du chenal. La largeur de sa base augmente, atteignant 40 km. Les flancs s'adoucissent (en moyenne 2,4° pour le flanc Sud, 0,7° pour le flanc Nord) bien que le flanc Sud reste localement très raide (11,6°).

A l'ouest de la terminaison du chenal de Santander (Figure 122C), les deux chenaux de Cap-Ferret se réunissent au pied de la levée Nord en un chenal unique qui s'engage vers le Nord du Mont Jovellanos. Il s'agit d'un chenal étroit (<700 m) et peu incisé (<10 m). Il occupe le bord nord d'un replat large de 9 km. Le levée Nord s'élève de 110 m au-dessus du chenal et est large de 40 km. Ses flancs s'adoucissent encore un peu plus, jusqu'à 0,2 ° de pente pour le flanc Nord et 4,3 ° pour le flanc Sud. Sur le bord sud du replat se trouve une incision (40 m de profondeur, 1,7 km de large). Celle-ci suggère qu'une partie des courants s'engouffre en direction du sud du Mont Jovellanos.

Au-delà de la terminaison du canyon de Torrelavega (Figure 122D), entre la levée Nord et le Mont Jovellanos, le chenal du Cap-Ferret s'élargit de nouveau (3 km de large). Il ne se situe plus au pied de la levée Nord mais en est séparé par une terrasse large de 3 km. Cette dernière indique un déplacement du chenal vers le sud, mais celui-ci est rapidement stoppé par la présence du Mont Jovellanos. Les paramètres de la levée Nord ne varie pas ou peu entre les coupes C et D : le principal changement est la diminution de la pente du flanc sud à moins de 4°. En revanche, l'incision au sud du Mont Jovellanos s'élargit (2,5 km). Il y a surcreusement du fait d'une section d'écoulement plus étroite et l'initiation d'un axe chenalisé. La position de ce dernier, topographiquement plus bas que celui du chenal du Cap-Ferret, suggère l'existence d'écoulements au sud du Mont Jovellanos.

La segmentation en faciès d'imagerie du complexe chenal-levée du Cap-Ferret met en évidence :

- Des faciès « à bandes » (B.2 et B.3) sur la levée Nord,
- Des faciès homogènes clairs (H.4, H.5 et H.6) dans les chenaux du Cap-Ferret,
- Un faciès marbré (M.2) en rive gauche des chenaux du Cap-Ferret.

Traitée en parallèle, la cartographie des écho-faciès du complexe chenal-levée du Cap-Ferret met en évidence :

- Des échofaciès lités sur la levée Nord (I.4 et I.5), ainsi qu'en rive gauche des chenaux,
- Des échofaciès hyperboliques (II.3) dans les chenaux du Cap-Ferret,
- Un écho-faciès transparent (IV.1) en rive gauche du chenal du Cap-Ferret, juste à la terminaison du canyon du Cap-Ferret.

Quelques particularités dans les échofaciès des chenaux du Cap-Ferret sont notables. La première est que le chenal secondaire identifié sur les données bathymétriques ne présentent pas l'échofaciès II.3a identifié dans les autres axes chenalisés (en amont ou en aval). Sa largeur réduite pourrait expliquer une mauvaise résolution en échofaciès. La seconde est que le chenal du Cap-Ferret n'est pas continu sur la carte d'échofaciès : l'échofaciès II.3 du chenal est intersecté par des échofaciès lités (Figure 123). Ces échofaciès lités se situent entre les convexités 1 et 2 de la ligne de crête (Figure 120). Du fait de leur présence, il est décidé de parler d'un chenal amont Cap-Ferret (avant l'intersection) et d'un chenal aval Cap-Ferret (après l'intersection).

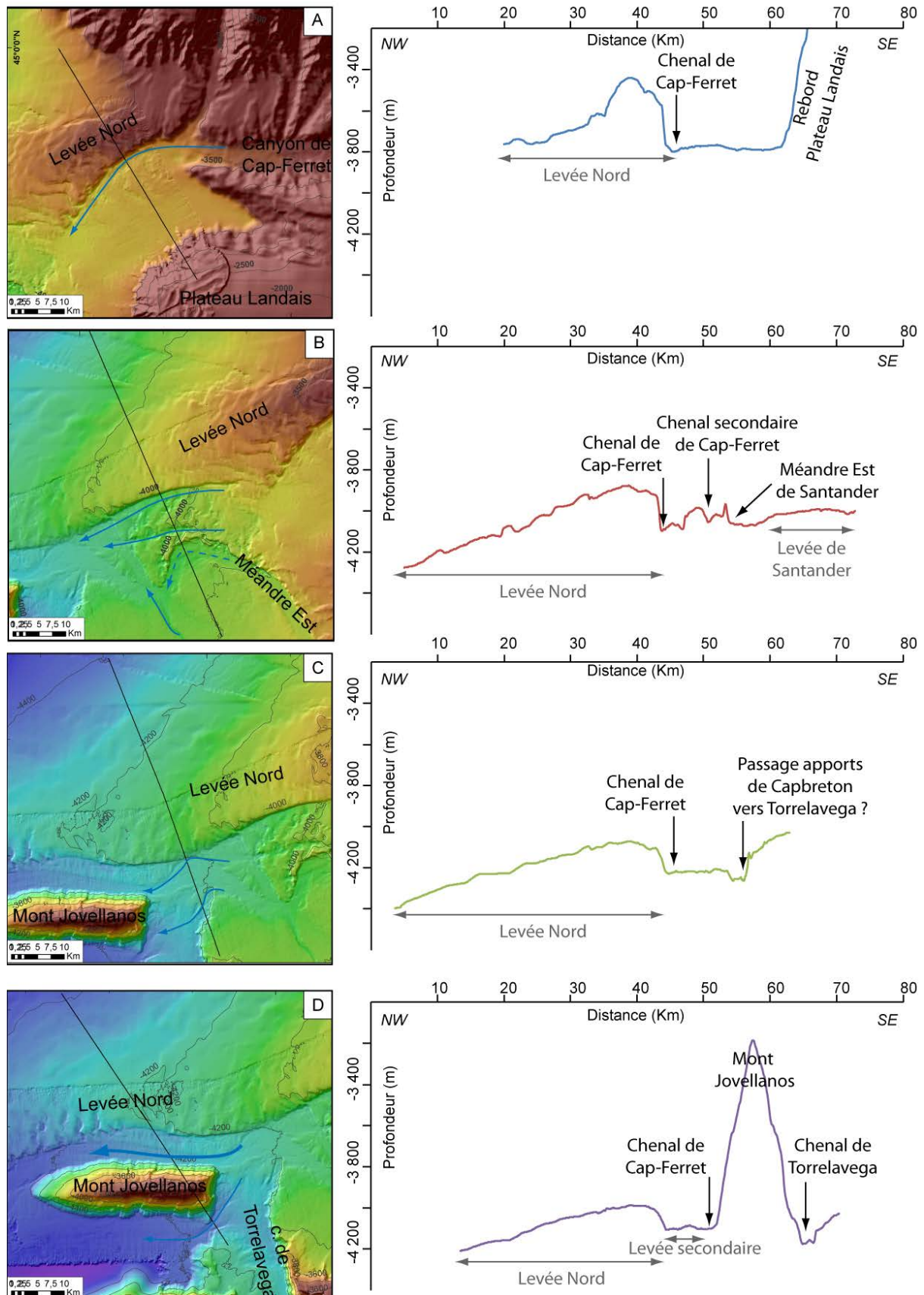


Figure 122 : Coupes bathymétriques transversales au système de Cap-Ferret. Ces coupes sont organisées d'amont (A) en aval (D) selon l'axe Est-Ouest dominant le système de Cap-Ferret.

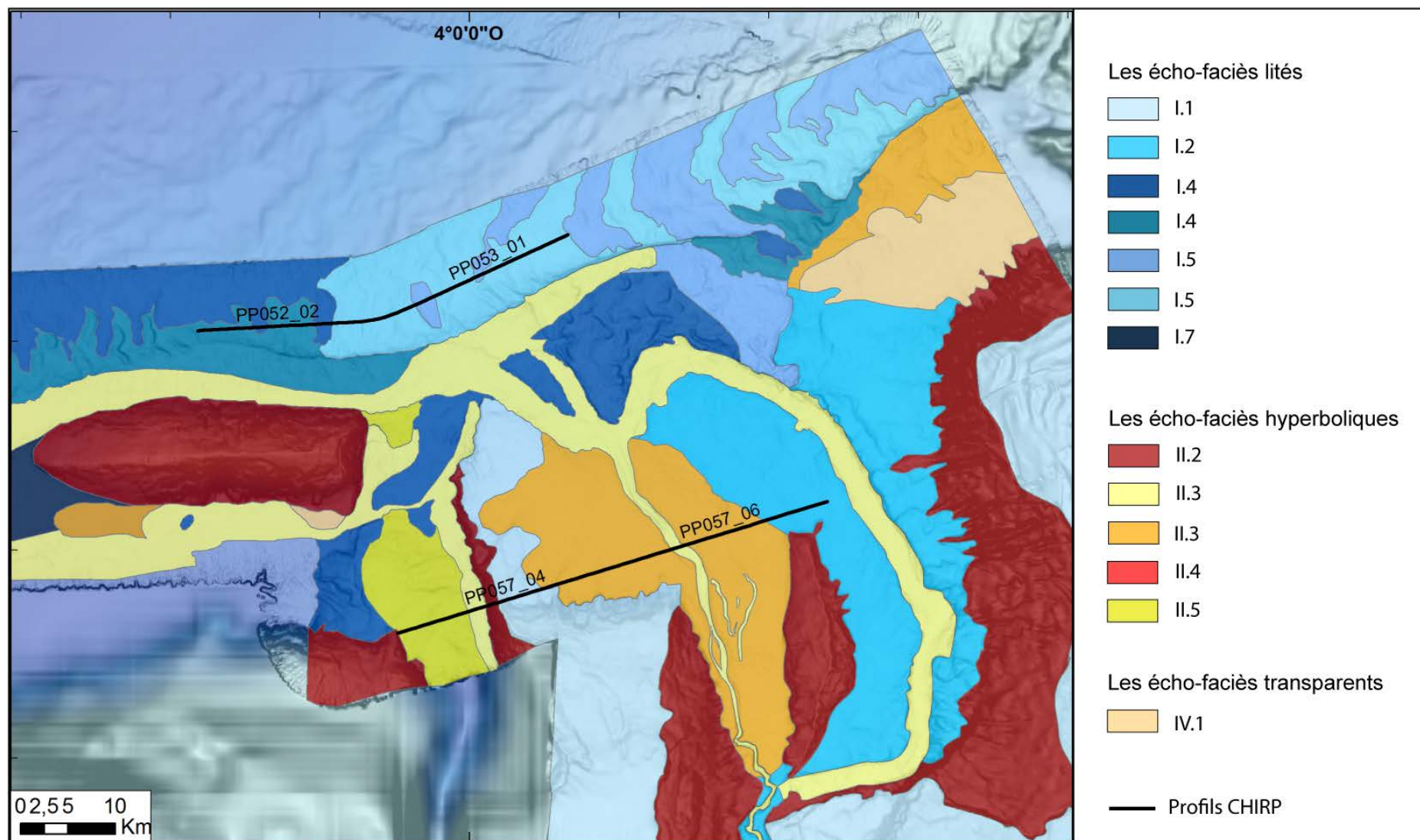


Figure 123 : Carte des écho-faciès de la zone de confluence.

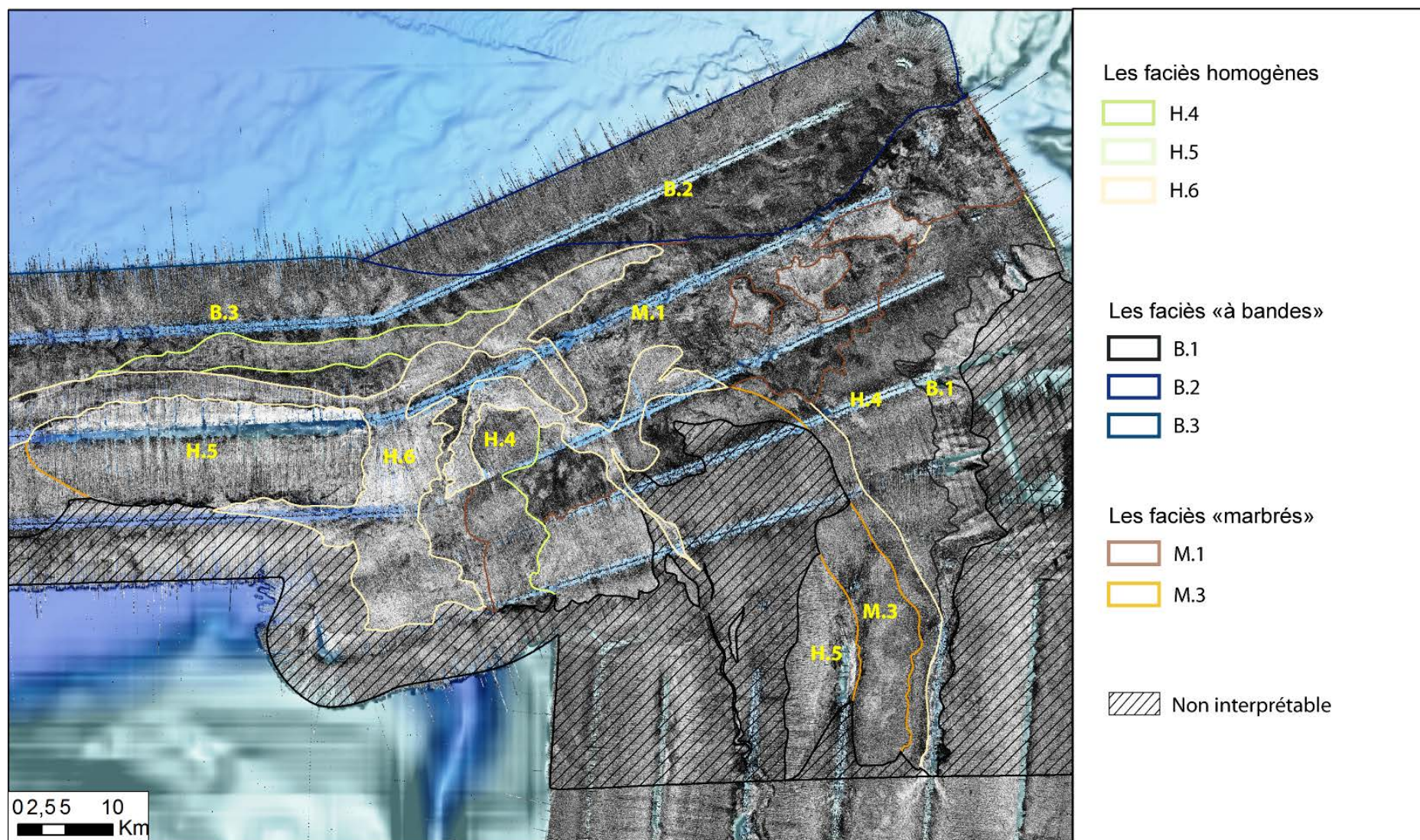


Figure 124 : Imagerie brute de la zone de confluence.

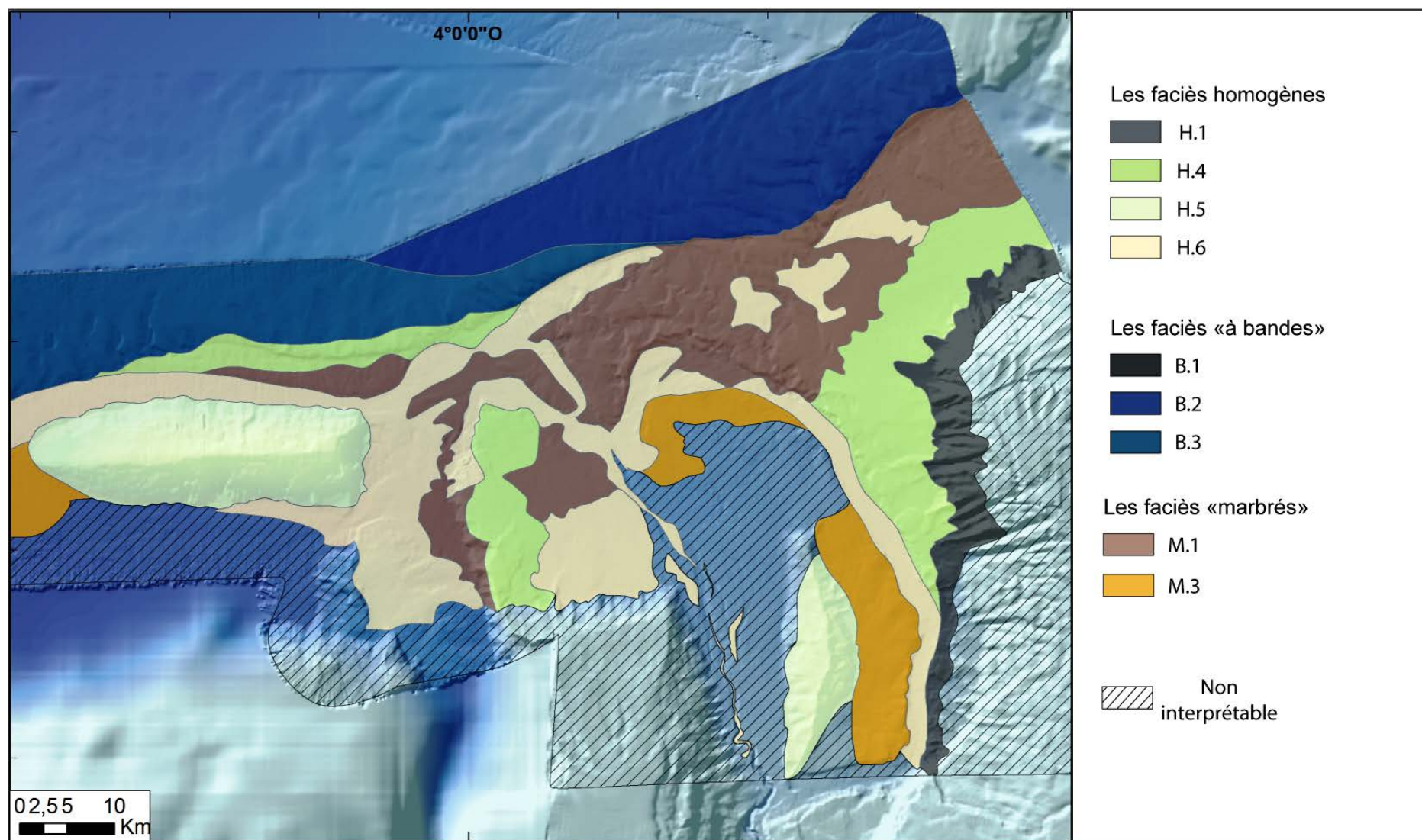


Figure 125 : Carte de segmentation d'imagerie de la zone de confluence.

1.2. Activité de la levée au cours des derniers 20 000 ans

La carotte PP10-19 a été prélevée sur la levée Nord du système turbiditique du Cap-Ferret (Figure 126). Cette carotte a été prélevée au sommet d'une *sediment wave*, 250 m au-dessus du fond du thalweg de Cap-Ferret (Figure 126).

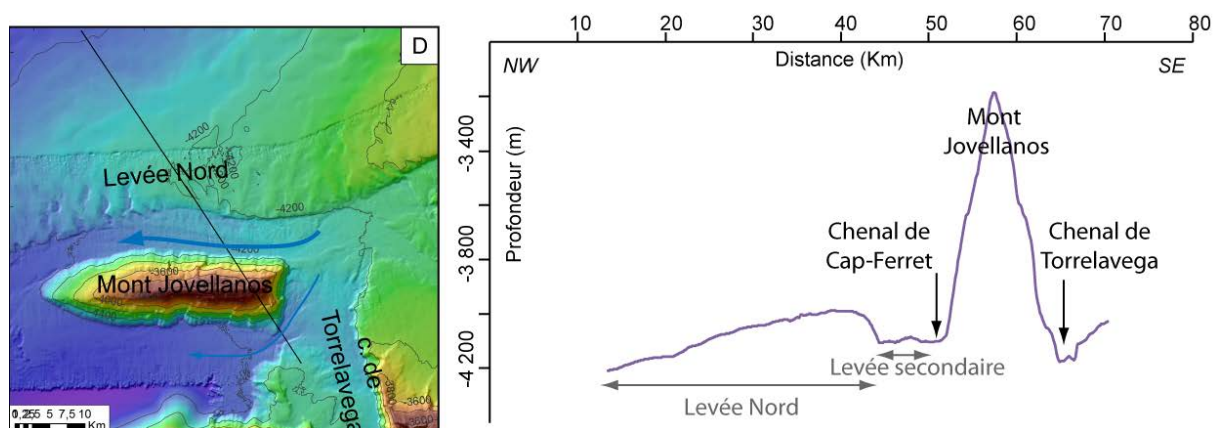


Figure 126 : Carte bathymétrique au niveau de la carotte PP10-19 (voir détails Figure 127) et coupe transversale de la levée du canyon de Cap-Ferret.

La carotte PP10-19 présente de nombreuses séquences centimétriques. Ces séquences ont des bases argilo-silteuses à sableuses, des bases érosives et sont grano-décroissantes. Elles sont interprétées comme des séquences turbiditiques fines (termes Td-e) liées à des processus de débordement. Du sommet à 250 cm, la bioturbation est relativement forte. De 250 à 860 cm, la bioturbation est peu présente et les séquences sont nettement observables. L'absence de bioturbation dans ce faciès et la finesse des séquences suggèrent des taux de sédimentations plus élevés que pour le premier faciès. Enfin, ces mêmes séquences apparaissent plus diffuses de 860 cm à la base de la carotte, certainement en raison d'une bioturbation plus marquée.

L'analyse stratigraphique de la carotte PP10-19 basée sur l'abondance des *N. pachyderma* (s.) et sur trois datations ^{14}C permet d'identifier l'évènement de Heinrich 1. Celui-ci est marqué par la forte abondance en *N. pachyderma* (s.) et les datations ^{14}C réalisées à 165, 289 et 810 indiquent des âges respectifs de $14\,479 \pm 50$, $16\,794 \pm 40$ et $17\,869 \pm 50$ cal. yr. BP (Figure 127). Le point à 9 % de *N. pachyderma* (s.) à 275 cm pourrait être expliqué par un prélèvement dans un niveau remanié. L'absence d'un pic à $\pm 50\%$ de *N. pachyderma* (s.) entre le sommet de la carotte et l'évènement de Heinrich 1 suggérerait par ailleurs un hiatus de sédimentation du Younger Dryas sur la levée du canyon du Cap-Ferret (Figure 127).

Les résultats de datation montrent d'importantes variations dans les taux de sédimentation durant l'évènement de Heinrich 1 sur la levée Nord du système de Cap-Ferret. Le taux de sédimentation au début de H1 apparaît 10 fois supérieur à celui de la fin de l'évènement : $485\text{ cm}/1\,000\text{ ans}$ entre $16\,794 \pm 40$ et $17\,869 \pm 50$ cal. yr. BP contre $54\text{ cm}/1\,000\text{ ans}$ entre $14\,479 \pm 50$ et $16\,794 \pm 40$ cal. yr. BP.

Dans l'intervalle de Heinrich 1, l'épaisseur moyenne des séquences turbiditiques est de 1,1 cm, sans tendance croissante ou décroissante de l'épaisseur des strates entre 165 et 810 cm. Dans l'intervalle 165-289 cm, 17 turbidites sont dénombrées. Ceci équivaut à parler d'un évènement turbiditique tous les 135 ans dans la période 14 479-16 794 cal. yr. BP. Dans l'intervalle 289-810 cm,

306 turbidites sont dénombrées. Ceci équivaut à parler d'un événement turbiditique tous les 3,5 ans dans la période 16 794-17 869 cal. yr. BP. Ces résultats sont à considérer avec précaution du fait de la bioturbation relativement forte dans l'intervalle 165-289 cm. Une tendance au ralentissement de la fréquence des événements turbiditiques se dessine cependant. Elle serait cohérente avec la diminution drastique des taux de sédimentation.

Bilan : Interprétation de la carotte PP10-19 et implication pour la dynamique sédimentaire du système turbiditique du Cap-Ferret

L'analyse stratigraphique des dépôts de la levée Nord du système turbiditique du Cap-Ferret met en évidence une activité sédimentaire forte au cours de l'intervalle interprété comme l'évènement de Heinrich 1. La dynamique sédimentaire y est dominée par des **écoulements turbiditiques récurrents**. Cette dynamique n'est pas constante pour autant puisque l'évènement d'Heinrich 1 apparaît scindé en deux périodes :

- une période d'intense activité au début de l'évènement (fort taux de sédimentation, arrivées d'écoulement turbiditique fréquentes) où le taux de sédimentation (485 cm/1 000 ans) est comparable à ce qui est enregistré sur la marge nord du Golfe de Gascogne (Zaragosi *et al.*, 2001 ; Toucanne *et al.*, 2008) ;
- une période d'activité moins intense où le taux de sédimentation est 9 fois plus faible (54 cm/1 000 ans).

Après l'évènement d'Heinrich 1, le taux de sédimentation chute à 11 cm/1 000 ans, valeur classiquement rencontrée pour les dépôts hémipélagiques au cours de l'Holocène, comme par exemple sur le plateau Landais. Si quelques petites séquences apparaissent très ponctuellement, l'ensemble est très bioturbé et suggère plutôt une activité sédimentaire très réduite dominée par une dynamique de dépôts de type **hémipélagique**.

L'absence d'évidence stratigraphique ou faciologique pour le Younger Dryas peut être interprétée comme un hiatus de sédimentation pour cette période. Une autre hypothèse serait que le système turbiditique du Cap-Ferret ne connaît pas d'intensification de son activité sédimentaire au cours du Younger Dryas. Ceci pourrait signifier que le canyon du Cap-Ferret a été déconnecté de toute source d'apport sédimentaire en provenance de la côte dès la fin de l'évènement de Heinrich 1.

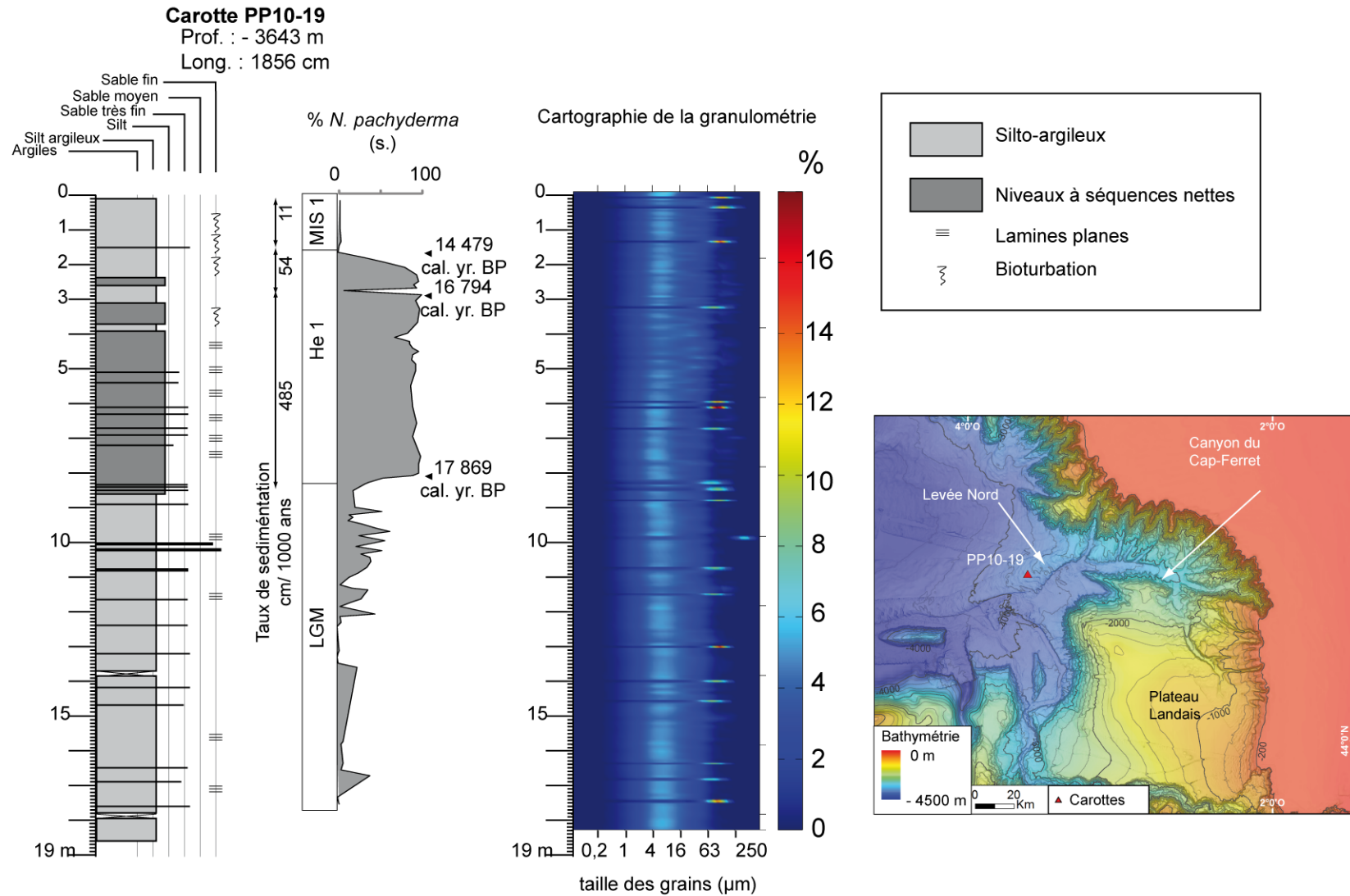


Figure 127 : Lithologie de la carotte PP10-19 prélevée sur la levée nord du système turbiditique du Cap-Ferret, associée à la granulométrie (D90 et cartographie) et l'abondance relative en *N. pachyderma* (s.).

2. La zone de transition chenal-lobe du système turbiditique du Cap-Ferret

NOTE 2 : La zone de transition chenal-lobe - The Cap-Ferret Chanel-Lobe Transition Zone : uncommon interplay of sediment waves and scours

Cette partie a été rédigée sous la forme d'une note en vue d'une soumission à *Marine and Petroleum Geology*.

INTRODUCTION

At the end of the channel mouth, deep water turbidite systems are characterized by a too often overlooked specific complex area, the channel-lobe transition zone (CLTZ ; (Bouma et Coleman, 1985, Bouma *et al.*, 1985, Wynn *et al.*, 2002). CLTZ are developed preferentially in systems of high sand/clay ratio as the Agadir fan, the Lisbon fan (Wynn *et al.*, 2002) or Valencia fan (Morris *et al.*, 1998). As they are sand-rich, CLTZ have a high reservoir potential. Their geometries define the continuity of sandy bodies between feeder channels and lobes. A good knowledge of their morphology is useful to well constraint reservoir architecture. Wynn *et al.* (2002) described the general morphology of CLTZ and underlined the difficulty to recognize this zone in both modern and ancient environments.

CLTZ present common characteristics as change in slope and erosional structures as scours (Wynn *et al.*, 2002). Scours are common features in deep water environments and recent surveys highlighted series of large-scale erosional scours in canyon and/or channel systems as in the northeast Atlantic ocean (Macdonald *et al.*, 2011). Scours trend occurs in various place of turbidite system as on the outer part of a channel meander are described on the Monterey fan (Fildani *et al.*, 2006, Normark *et al.*, 2009) or on the levee of the Kramis system (Babonneau *et al.*, 2012). Scours trend appear as key structures in the comprehension of channel initiation (Bonnell *et al.*, 2005), heterogeneity in channelized axis and levee deposits (Fildani *et al.*, 2006, Fildani *et al.*, 2013).

The Cap-Ferret turbidite system is a well-developed fan in the south of the Bay of Biscay (Cremer, 1983, Mezeraï, 1991). Previous studies have demonstrated the presence of a CLTZ and the initiation of lobes (Mezeraï, 1991, Ercilla *et al.*, 2008). New data set offers a high resolution survey over the Cap-Ferret system, especially over the CLTZ. This study will propose an analyse of the subsurface structures of the fan and of the geometry of the sedimentary bodies. A special attention will be paid to the sediment waves and scours structures developed over the CLTZ of the Cap-Ferret turbidite system.

REGIONAL SETTING

Geodynamical setting

The geological history of the Bay of Biscay initiated with a Late Jurassic rifting phase (García-Mondéjar, 1996, Sibuet *et al.*, 2004). The accumulation of the oceanic crust occurred from the Early Albian to Santonian. The convergence and later collision of the recently individualized Iberic and Eurasian plates led to the Pyrenean orogen and the partial closure of the Bay of Biscay (García-Mondéjar *et al.*, 1996). Since the Late Miocene, the tectonic activity ceased and the present-day

morphostructural configuration of the Bay of Biscay (Figure 128) is established (Olivet, 1996, Thinon *et al.*, 2001, Rosenbaum *et al.*, 2002, Vergés *et al.*, 2002, Sibuet *et al.*, 2004, Ferrer *et al.*, 2008).

At present day, the Bay of Biscay is a deep (4000 - 5000 m) basin opening westward to the Atlantic Ocean. It is bounded to the north by the passive Celtic and Armorican margins (Figure 128). The continental slopes of both margins are incised by numerous submarine canyons (Zaragosi *et al.*, 2001, Auffret *et al.*, 2002, Bourillet *et al.*, 2006). To the south, the Armorican margin passes to the N-S oriented Aquitanian passive margin (Figure 128). The latter comprises a thick sedimentary prism prograding westward over the marginal Landes Plateau (Figure 128). The E-W oriented Cantabrian margin delimits the southern extent of the Bay of Biscay and presents a marginal platform, the Le Danois Bank (Figure 128) (Ercilla *et al.*, 2008, Ferrer *et al.*, 2008, Van Rooij *et al.*, 2010). The latter margin has been highly affected by the Paleocene-Oligocene compression (Derégneucourt et Boillot, 1982, Gallastegui *et al.*, 2002). This structural inheritance is still visible in the present-day morphostructure of the Bay of Biscay : the Cap-Ferret canyon coincides with the graben of the Parentis Basin (Ferrer *et al.*, 2008, Roca *et al.*, 2011), the Capbreton canyon follows more or less the North-Pyrenean Front Thrust (Roca *et al.*, 2011) and the Le Danois Bank, Torrelavega and Santander canyons correspond to a soft transfer zone of the North Pyrenean Front (Figure 128) (Roca *et al.*, 2011).

Fan systems of south Bay of Biscay

Three submarine canyons potentially feed the Cap-Ferret and the Capbreton turbidite systems. Two of them are E-W oriented, the Cap-Ferret and Capbreton canyons (the N-S Santander canyon is considered as a part of the Capbreton canyon as it is its continuation), one is S-N oriented, the Torrelavega canyon (Figure 128). The Cap-Ferret and Capbreton canyons deeply incise the Aquitanian margin (Figure 128). Both were initiated during the Middle Eocene (Cirac *et al.*, 2001, Gaudin *et al.*, 2006). The Cap-Ferret drainage complex consists in a dozen of narrow and short submarine canyons converging into the Cap-Ferret canyon (Figure 128). The Cap-Ferret drainage complex corresponds to a max. 3 400 m-deep U-shape depression, 60 km large and extending westward over 100 km (the Upper system, Figure 128). The Cap-Ferret canyon is prolonged westward by a channel associated with a levee (Figure 128 ; Figure 129). This latter is called the "north levee of the Cap-Ferret" (Figure 128), covers superficies of 5 930 km² and is max. 400 meters high (Cremer, 1983, Cremer *et al.*, 1999). The Capbreton canyon is 300-km long, V-shape, highly sinuous submarine canyon running parallel to the Cantabrian coast, before curving northward and passes to the Santander canyon at 3 500 m water depth (Cirac *et al.*, 2001, Gaudin *et al.*, 2006, Brocheray *et al.*, 2014). The particularity of this canyon is its head located only 250 m off the coastline (Figure 128) (Cirac *et al.*, 2001, Gaudin *et al.*, 2006). The drainage complex of Capbreton also contains all the small canyons of the Basco-Cantabrian margin which reach the canyon by the south (Figure 128). The Torrelavega canyon is 100-km long, U-shape straight, 1 500 m deep submarine canyon. Its drainage complex consists in the Llanes and Lastres canyons (Figure 128; (Ercilla *et al.*, 2008, Van Rooij *et al.*, 2010). It incises the Cantabrian margin and runs northward parallel to the Santander canyon (Figure 128).

The Cap-Ferret, Capbreton and Torrelavega canyons are the three main sediments sources for the distal area of the Cap-Ferret turbidite system. At the end of their respective canyons, the channels of the Capbreton-Santander and Torrelavega merged with the Cap-Ferret channel into a unique channel

which passes on the north side of the Jovellanos Mount (Figure 128). The area of this confluence has a complex geometry, reflecting the interplay of the three incoming channels. These channels merge into a unique channel, the "north channel" running along the north levee (Figure 128 ; Figure 129). As it is suggested in the study of Ercilla *et al.* (2008) it is still unclear if the incoming flows from the Torrelavega canyon completely merge with the two other sources or if a part of it runs by the south of the Jovellanos Mount.

The Miocene and Pliocene growth history of the Cap-Ferret turbidite system appeared as complex and controlled by the changes of relative sea-level (Cremer, 1983, Iglesias Crespo, 2009). The formation of the modern channel and its northward levee initiated in the Pleistocene as a result of increased downslope sediment supply (Cremer, 1983, Iglesias Crespo, 2009) due to climatic and glacio-eustatic controls. The seismic data allowed to identify that the north levee has been subjected to two southward migrations at least, separated by a way-back through the north (Mezerais, 1991). During the last glacial cycle, the low sea level stand enhanced the terrigenous supply to the Cap-Ferret turbidite system (Cremer, 1983, Cremer *et al.*, 1992). The high sea level stand of the Holocene period reduced the terrigenous supply (Cremer, 1983, Cremer *et al.*, 1992) which has for consequences the present-day quiescent state of the Cap-Ferret canyon (Cremer, 1983, Schmidt *et al.*, 2013). Conversely, the Capbreton canyon recorded high sedimentary activity by means of the proximity of its head to the coastline through all the Holocene until the present day (Gaudin *et al.*, 2006, Mulder *et al.*, 2012, Brocheray *et al.*, 2014).

The north channel extends westward at the foot of the north levee, running along the north side of the Aquitania Mount (Figure 128). It is the feeder for the distal domain of the Cap-Ferret turbidite system. By 4 400 m water depth, the north levee softens and the channel to be less incised. The CLTZ of the Cap-Ferret turbidite system has been previously identified: bathymetric data and cores allowed the recognition of distributary channels and lobe beginnings (Mezerais, 1991, Ercilla *et al.*, 2008). From now on, more efficient acquisition tools and new dataset offer us to go deeper in the knowledge of the geometry of the sedimentary bodies and architecture of the Lower Cap-Ferret turbidite system (Figure 129). This paper studies the spatial organization of different sedimentary bodies at high scale and will particularly focus on the interplay between erosive and accumulative structure over a CLTZ.

DATA AND METHODS

The echo-sounding data of this study were collected during the SARGASS Cruise on the R/V *Pourquoi Pas ?* in July 2010. Bathymetric and backscatter data were acquired with the Reson 7150 multibeam echo-sounder system operating at a 12 KHz frequency for the deep area (>3 500 m water depth), at a 24 kHz frequency elsewhere. The seafloor morphology is described using a bathymetric grid of 80 x 80 m, acquired with 10 Km spaced parallel profiles. The spatial resolution of backscatter is 20 m. On the basis of the variations of the backscatter values, interpretation of the acoustic imagery allows to lead to the distribution of the sedimentary facies in the distal part of the Cap-Ferret Capbreton turbidite system.

Description of deposits at very high resolution is allowed by the sub-bottom sediment profiler CHIRP. According to micro-topography and sedimentary facies, the penetration varies between 0 and 85 ms TWT (0-60 m). The analysis of sediment sub bottom echo-sounding profiles has been proceed according to the following workflow: (1) geomorphological analysis of bathymetry

data, (2) classification and mapping of acoustic imagery, (3) classification of CHIRP echo-characters on the basis of acoustic penetration, amplitude and continuity of the bottom and subbottom reflectors, (4) mapping and interpretation of the sedimentary bodies by combined analyses of echo-characters, sonar backscatter facies and, geomorphology.

RESULTS

1. Echo-characters and seafloor reflectivity mapping

This work is based on the mapping of echo-characters (Figure 130 : Echo-type map of the Lower Cap-Ferret turbidite system.) and seafloor reflectivity (sonar imagery ; Figure 131) of the distal part of the Cap-Ferret turbidite system. The interpretation proposed in this study is based on combined analysis of both echo-characters and seafloor reflectivity. A dominant sonar imagery facies is associated to each echo type to enhance the comprehension of the sedimentary processes in the area. Details of the mapping is hereby proposed and sum-up in Tableau 11 : Comparison of the geometry of sediment waves and scours of the Kramis Ridge, Monterey Fan and Cap-Ferret System..

1.1. Echo characters

Twelve echo types are identified on the basis of acoustic clarity and continuity of bottom echoes and subbottom reflectors. Echo types are strongly influence by the microtopography of the seafloor. The twelve echo types are grouped in 4 echo characters and described below (Figure 3):

- *Bedded* echo characters include distinct wavy bottom echoes with draping wavy subbottom reflectors (B1), distinct subhorizontal bottom echoes with parallel subbottom reflectors (B2), distinct bottom echoes with few bedded reflectors above prolonged echo types (B3), sharp bottom echoes with discontinuous subbottom reflectors (B4);

- *Hyperbolic* echo characters include large, weak, and irregular hyperbolic echoes with variable rises of the hyperbolae (H1), small, sharp, and regular hyperbolic bottom echoes with tangent to the seafloor hyperbolae (H2), small, sharp, and regular hyperbolic echoes with non tangent to the seafloor hyperbolae (H3), small, weak, and regular hyperbolic bottom echoes with non tangent to the seafloor hyperbolae (H4) and a mixed echo type displaying small, sharp, irregular hyperbolic echoes with non tangent to the seafloor hyperbolae and bedded subbottom reflectors (H5);

- *Transparent* echo characters include two mixed echo types : transparent with prolonged bottom echoes above continuous bedded subbottom reflectors (T1) and transparent-bedded echo types displaying sharp distinct bottom echoes and transparent layers under sharp bedded reflectors above weak bedded subbottom reflectors (T2);

- *Rough* echo character includes rough echo types with sharp bottom echoes without subbottom reflectors (R)

Each defined echo type displays variations in signal amplitude and penetration. In particular, the echo-type B1 varies in terms of signal amplitude at the bottom echoes and are consequently mapped in high amplitude (B1-A) and low amplitude (B1-B) echo types (Figure 6).

1.2. Seafloor reflectivity

Thirteen reflectivity types are discriminated on the basis of intensity of backscattered values (high reflectivity in dark tones) and homogeneity. They are grouped into 4 groups below (Figure 131):

- *Homogeneous* types include homogeneous high values (2), medium to high homogeneous values (4) and homogeneous low-value (11);
- Types with *wavy structures* include medium-value with large low-value wavy structures and wavy high values lineaments (5), medium to low values with narrow low-value wavy structures (6), mottled (small wavy patches) medium to low values (12);
- Types with *regular alternations* include straight bands alternating between high to low values (1), straight narrow bands alternating between medium to low-value (7);
- Types with *linear discontinuous structures* include medium values interspersed by slight dark bundles (3), medium values with SE-NW oriented lineaments (8), medium-value with local interbedded lineaments (9), low-value interspersed by high values dashes (10), very low values interspersed by lineaments of progressive orientation (13).

1.3. Interpretation

Interpretation of echo-character and seafloor imagery maps is more robust if it is made by association of one echo character with one reflectivity type. Nine majors associations are summarized in the Tableau 11 and their interpretation is hereby described.

B1 echo character was identified in previous studies as channel levee deposits due to turbidity flows (Damuth et Hayes, 1977, Damuth, 1980, Loncke *et al.*, 2009, Babonneau *et al.*, 2012 among others). The large wavy structures of the reflectivity type 5 are consequently interpreted as sediment waves. The B2 echo character is a distal equivalent of B1 and is interpreted as distal deposits due to turbidity flow. An equivalent to this echo-character is map in the study of (Loncke *et al.*, 2009) and called "basinal turbidites". the homogeneity of the reflectivity type 9 indicate that there is no sediment waves.

B3 echo type is interpreted as abandoned lobes. The low penetration indicates a thick coarse-grained bed at the seafloor, the dark reflectivity tones too and could also suggest a slight compaction.

High Amplitude Reflectors (HARs) are defined in seismic data and interpreted as avulsion lobes. It so suggested interpreting the B4 echo characters in the same way as echo-sounding data are just high resolution seismic. the light tones of reflectivity suggest a quite fine sediment, a fine sand.

All the hyperbolic echo character are related to turbidity flows. More details are provided by reflectivity types. The dark stipplings and bundles of the reflectivity types 10 and 3 are interpreted as sediment waves of small amplitude and probably coarse sediment regarding to the ones described in the Septubal canyon and Laurentian fans by (Wynn *et al.*, 2002). Reflectivity type 12 certainly indicates finer-grained sediment waves of finer sediments.

Transparent echo characters are interpreted by (Loncke *et al.*, 2009) as mass wasting deposits. We hereby suggested a sandy lobe deposits origin.

And finally, the rough echo character is due to turbidite flows. It could be interpreted as abandoned lobes or, where it is associated to reflectivity type 12 to small levee of subsidiary channels.

2. Architecture of the Lower Cap-Ferret turbidite system

The merging of Cap-Ferret, Capbreton-Santander and Torrelavega channels in a unique channel is the beginning of what is called in this study the "Lower part" (from the channel-levee to the lobes) of the Cap-Ferret turbidite system (Figure 129). The turbidity currents are at this point confined between the Jovellanos Mount structural high (1 100 m high) by the south and the north levee (150 meters high) to the north (Figure 133, AA'). The channel-levee complex extends westward and passes to a channel-lobe transition zone of which the expansion is limited by the Le Danois Bank by the south (Figure 129).

Based on bathymetry, echo-facies and backscatter, 4 subareas were identified in the Lower Cap-Ferret turbidite system (Figure 129): (1) the distal levee, (2) the proximal levee, (3) the distributary channels, and (4) the distal lobes. All these subareas are hereby studied in terms of morphology, geometry and architecture of the sedimentary bodies with the help of subsurface analyses (echofacies, seafloor reflectivity and bathymetry).

2.1. Feeder channel

The end of the Jovellanos Mount has for consequence the unconfinement of the turbidity currents: the channel initiates a southward hook following the base of the Le Danois Bank foot slope (Fig. 2). Then the channel gets back to a westward running direction, parallel to the Le Danois Bank. At the begging of the hook, a former terrace is developed (Figure 129 and Figure 133AA'). The hook is simultaneous of a slight slope break (0,4% to 0,2%) in the longitudinal depth profile of the channel (Figure 134). The slope is regular and smooth afterwards, until 4 620 m water depth where starts the distributary channels (Figure 129 et Figure 134).

From upslope to downslope, the channel widens from 3 to 7 km (AA' to CC' Figure 133). The channel feeder preserves a U-shape morphology but is less and less steep-side: the difference in high between the levee crest and the channel decreases from 150 to 60 m (AA' to CC' Figure 133). The feeder channels exhibit on in hyperbolic echo-characters attesting of turbidity current processes (Figure 130). Both echo-facies are associated with homogeneous low values of seafloor reflectivity (11) with local lineaments (Figure 131). The feeder channel appears as an active area for turbidity currents, possibly by-passin (Tableau 10).

2.2. Distal levee

The north levee of the Cap-Ferret turbidite system is more than 200 km long between the upper and lower systems, in a water depth ranging from 3 400 to 4 800 m (Figure 128). The crest of the levee is regular and flatten by 4 600 m water depth (Figure 134). Seafloor undulations, interpreted as sediment waves, are visible over the levee on shaded relief map (Figure 129). Their wavelength is average 4 100 m and their vertical amplitude is about 30 m. Perpendicular to the dominant flow

directions, they are N-S oriented on the crest of the levee and passes to a NE-SW orientation on the outer flank of the levee (Figure 129), suggesting a change in the direction of currents

The levee is characterised by well-defined wavy bottom echoes with draping wavy bottom reflectors (B1) (Figure 130Figure 132). The continuity of the reflectors is high, locally distorted by slight hyperbolae. Based on the amplitude of signal at the seafloor, B1 echo-types are divided into "high amplitude" and "low amplitude" subtypes. On map (Figure 130), changes in signal amplitude are strongly correlated to morphology as the "low amplitude" B1-B is mainly located at the bottom of the sediment-waves whereas the "high amplitude" B1-A is associated with the sediment-waves crests.

The sonar imagery exhibits on the Cap-Ferret levee large wavy structures in high backscattered values (5) attributed to sediment waves (Figure 132). The medium to low backscatter values patches correspond to the crests of the sediment waves, the sinuous high backscatter values lineaments corresponds to their bases (Figure 130h). These observations are coherent with the a classical levee where sediment waves develop by the overflowing of turbidity currents.

2.3 Proximal levee

This subarea developed between the crest of the distal levee and the feeder/distributary channels and is about 2 800 km², stretching northwestward (Figure 129). Upslope, in the inner part of the hook of the feeder channel, this subarea is in the continuity of the distal levee (Figure 129). The orientation of the sedimentary structures are in continuity with the distal levee, showing similar values of wavelength (4 500 m), allowing to interpret them as sediment waves. The bottom of sediment waves are dug like they are submitted to scouring processes (Figure 129 ; Figure 133). These scours are narrow (1,7 km wide is an average) and occupy the entire width of the proximal levee (about 6,1 km) (Figure 129 et PP017 Figure 135). Their depth could reach 45 m and crossing CHIRP profiles illustrate downslope smooth flank and steep upslope flank of scours whereas scouring geometries are developed at the very base of the steep flank of sediment waves, like spoon scars (Figure 135). They are probably amalgamated scours. Here, sediment waves, in continuity with the ones of the distal levee, coexist with scours, creating a more complex geometry for the proximal levee.

The echo-type B1-A, interpreted as representative of sediment waves, is dominant (Figure 130). The draping wavy subbottom reflectors are especially well-expressed on the soft upslope flanks of the sediment waves. The echo-type of the bottom of the sediment waves present small regular non tangent hyperbolae (H3) which could be due to increased proportion of coarse grained sediments and/or local microtopography. The seafloor reflectivity is in medium backscattered values crossed by slight dark bundles (3) (Figure 131). These bundles are 650 meters long average and could be linked to coarser sediment waves (as presented on the Setubal canyon and Laurentian fan CLTZ, (Wynn *et al.*, 2002)) or due to micro-topography. The association of H3 echo-type and imagery facies 3 suggest that turbidity flow of sufficient high energy to be able to construct small sedimentary bodies and have an erosive ability to generate scours

Downslope, west of the hook, the proximal levee subarea appears as a depression (CC' and DD' Figure 133), to the point that the feeder channel is 15 m above the deepest part of the proximal levee (CC' Figure 133). In this depression, the sediment waves tends to disappear whereas the scours get wider but shorter as they are less confined (Figure 129). Like a small budge, a 20-m high levee

morphology is developed along the northern axis of the distributary channels and limits the end of the subarea (CC' and DD' Figure 133).

Changes in morphology are simultaneous with changes in echo-type and reflectivity mapping. Echo-type passes to hyperbolae dominated facies: regular tangent hyperbolae H2 echo-type occupies the outer part of the depression; non tangent hyperbolae with bedded subbottom reflectors H4 echo-type occupies the middle of the depression (Figure 130 ; Figure 132). From the north levee to the small levee morphology along the distributary channels, seafloor imagery passes progressively to lighter tones of backscattered values (Figure 131). Medium values with slight bundles (3) extends in the all length of the depression, right against the north levee. In the axis of the depression the seafloor reflectivity present a facies in low values punctuated by high values dashes (10). These dashes are all parallels among themselves, oriented perpendicularly to the main flow direction and, organized in series (Figure 129). The bundles and dashes of the two previous seafloor imagery facies are interpreted as small sedimentary bodies, suggesting rather coarse grains, which is consistent with the few short cores presented in the work of Mezeraï (1991). Dashes are few hundred meters long, bundles are 1-2 km long and both have wavelength about 400-800m. According to this geometry, bundles and dashes could be interpreted as the crest of coarse grained sediment waves as described on the CLTZ of the Setubal canyon and Laurentian fan (Wynn *et al.*, 2002) and express active turbidity or concentrated flows (Tableau 10). The disappearance of the dashed in favor of the wavy structures of the mottled seafloor imagery facies limits the extension "proximal levee" subarea regarding to the distributary channels subarea.

2.4 Distributary channels

The distributary-channel subarea starts by an abrupt break in the longitudinal depth profile of the feeder channel at 4 620 m water depth (Figure 133). This break corresponds to a giant scour, 7 km wide and 40 m deep (Figure 129), interpreted to result from a change in the regional slope and to regressive erosion. Right after the scour, the feeder channel splits in two then four axis, extending westward and slowly turning northward. These channels are U-shape and have regular gentle slope until 4 800 m water depth where they gradually smooth and disappear (Figure 134). Moreover, a southern channel developed, following a linear pathway through the west (Figure 129). Unlike the northern channels, it starts outside the giant scour without any significant slope break and extends along the base of the Le Danois Bank (Figure 130). The avulsion phenomenon on the right side of the southern channel and its steeper flanks suggest that it could be the currently active channel. Channel axis incises the seafloor on about 40 m, preserving small bulges which exhibit levee-like morphology. These levee morphologies are particularly well-expressed on the right side of the northern axis, limiting the proximal levee from the distributary channels subarea (DD' Figure 133).

The distributary channels subarea exhibits the greatest number of echo-types (Figure 132). The rough relief of the giant scours causes chaotic hyperbolae of H3 echo-type. Both northern and southern channels have small regular hyperbolae echo-type (H2) tangent to the seafloor, similar to the feeder channel. The low penetration of the signal suggests sandy deposits. After their change in direction, northern channels progressively evolve to discontinuously superficially bedded echo-type (B4) and then transparent prolonged echo-type (T1). These changes are assumed to illustrate changes in the dynamics of turbidity flows: B4 could illustrate by-passing areas, T1 area of flow spreading. This is consistent with the homogeneous low values facies (11) of the seafloor imagery

suggesting quite sandy deposits. Interpreted as erosional feature, the local sparse lineaments are oriented parallel to the flow direction.

On the small levee, the dominant echo-types are rough (R) or with irregular hyperbolae (H5), avoiding interpretation of the geometry of the sediments (Figure 130 ; Figure 132). Rough echo-type could be due to micro-topography or an increase of the coarse-grained fraction in the interface sediments. Although small areas of wavy bedded (B1) or hyperbolae with subbottom discontinuous bedded reflectors (H4) strongly suggested stratified deposits (Tableau 10). The mottled medium to low values facies (12) of seafloor imagery onto the levee exhibit wavy sedimentary structures assumed to be smaller sediment waves which attest of the overspilling of turbidity currents (Figure 132). They are 1,1 km long average and present a wavelength of 0,6 - 1,2 km. Vertical amplitude is unknown, certainly a few meters (<10 m) taking in account the data set precision. By seafloor imagery mapping, levees are identified until 4800 m water depth.

2.5 Lobes

Deeper than 4 800 m water depth, the relief gets smoother (FF' Figure 133). The northwest presents the deepest area of the study, the southwest presents a topographic bulge of low elevation (max. 30 meters).

Three echo-types dominate the lobe area (Figure 131 ; Figure 132): the transparent echo with prolonged bottom echoes and continuous bedded subbottom reflectors (T1) in the north of the subarea, the mixed prolonged bottom echoes above two transparent levels separated by high amplitude reflector and continuous bedded subbottom reflectors (T2) and, in a central position surrounded by the T2 echo-type, the superficially bedded echo-type with distinct bottom echoes and few bedded reflectors above prolonged echo-types (B3). Echo-types change progressively from one to another.

The seafloor reflectivity mapping (Figure 131) illustrates that the T1 echo-type is associated with homogeneous facies with slight lineaments, of medium (9), low (11) or very low reflectivity (13). T2 echo-type is associated with homogeneous facies with slight lineaments of very low reflectivity (13) in the north of the subarea, and low reflectivity in the south of the subarea (11). Finally, the B3 echo-type is associated with medium values with slight lineaments (8) and medium to high homogeneous facies (4). All these reflectivity/echo-type association are assumed to result from turbidity currents spreading in the distal lobes domain (Table 10). Changes in reflectivity values illustrate changes in sand proportion, getting lighter with increasing proportions of sands. The area B3 echo-type/medium to high reflectivity (8 & 4) corresponds to the topographic bulge (FF' Figure 133) and is assumed to be a lobe. By topographic compensation, the distributary channel tends to bypass it, preferentially by the north. This element goes against the hypothesis that the southern channel is youngest one because of avulsion like structures (Figure 129). Progressive changes from B3 to T2 and, T1 echo-type suggest a northwestward migration of the turbidity currents and the migration of the lobes deposits farther through the west.

2.6. The Aiguillon turbidite system

In the northern part of the studied area, the north levee of the Cap-Ferret system flattens, and sediment waves disappear. After crossing a furrow extending through the south-west, relief slightly

increases and sediment waves morphologies reappears but in discontinuity with the Cap-Ferret ones (Figure 129). They have a shorter wavelength (2 200 m upslope, 1 000 m downslope). These structures are certainly resulting from turbidity flow coming from a small turbidite system located downstream the Aiguillon canyon (Figure 129).

The area of the Aiguillon turbidite system is characterized in its shallowest part by the wavy bedded echo-type B1, previously identified as linked to sediment waves, and in the deepest area by the bedded echo-type with subhorizontal parallel subbottom reflectors (B2), both resulting from turbidity currents (Table 1). Proximal-distal evolution of the echo-type suggests that turbidity currents energy decreases, which is in coherence sediment waves flattening.

In the Aiguillon turbidite system, associated to the B1 echo-type, the seafloor imagery presents medium to low values in wavy (upslope) or narrow (downslope) bands (facies 4) reflecting the changing morphology of the sediment waves. The sediment waves lean against a patch revealed by seafloor imagery in a high homogeneous facies present only in northern part of the studied area. This patch is supposed to be a southward extension of the Gascogne Knoll (Figure 128). Upon contact with it, sediment waves slightly change in orientation. In the deepest part of the area, associated with the B2 echo-type, the seafloor imagery exhibits a facies of medium homogeneous values with interbedded lineaments (9): NE-SW lineaments cut the dominant SW-NE lineaments (Figure 129). The NE-SW direction is parallel to the sediment waves of the Cap-Ferret levee, the NW-SE direction is parallel to the sediment waves of the Aiguillon turbidite system. Between the Cap-Ferret levee and the Aiguillon system, a channel is highlighted by the echo-mapping (echo-type H2), attesting that the Aiguillon turbidite flows are running westward. The prevailing of the SE-NW lineaments shows the prevailing of the Cap-Ferret turbidite system activity on the Aiguillon turbidite system.

DISCUSSION - CONCLUSION

1. Erosional and depositional features of the Cap-Ferret deep sea fan

The data presented in this study record the passage of powerful turbidity currents in the Lower part of the Cap-Ferret turbidite system. Areas of net-deposition are identified: the sediment waves of the distal levee, the levees along the distributary channels, the distal topographic bulge interpreted as lobe. Areas of net erosion are also identified: the distributary channels and the giant scour where re-incision of the seafloor migrates eastward (upslope) by regressive erosion. Confined between these areas, the proximal levee subarea, a topographic low, presents sedimentary structures perpendicular to the main flow direction. The sedimentary processes causing these structures and their nature - are they scours or sediment waves? - are submitted to debate.

Regions of flow expansion because of a lack of confinement or a change in slope commonly present large-scale scours (Wynn *et al.*, 2002, Macdonald *et al.*, 2011). Hydraulic jump are supposed to be frequent at this place, leading to increased turbulence and scouring of underlying sediments (Normark *et al.*, 1979, Mutti *et al.*, 1987, Lee *et al.*, 2002, Normark *et al.*, 2009, Macdonald *et al.*, 2011).

In the Cap-Ferret turbidite system, scouring morphologies appear in a favorable area for flow expansion:

- the confinement of flows is reduced at the Jovellanos Mount end (Ercilla *et al.*, 2008);

- the channel is less and less confined as the levee high decreases upstream to downstream (135 m on AA', 20 m on BB', 1 m on CC' cross-sections, Figure 3)
- the abrupt change in channel direction (a 50° hook through the south) is associated to a change in slope (0.004 to 0.002).

So, these are many favorable features to cause flow stripping processes and scouring in the hollow of the hook.

However, scours generally have spoon-shaped morphology and extend along the flow direction. In the Cap-Ferret turbidite system, the longest axis of scours is aligned with sediment waves, perpendicular to the overspilling flows occurring onto the levee. The sediment waves vertical amplitude (about 30 m) must be a sufficient topographic constraint to impact the scours morphology and forces them to develop in linear trends between sediment waves. Furthermore, scours morphologies develop in trends parallel to the channel.

The Kramis system (BABONNEAU *et al.*, 2012) and the Monterey fan (Fildani *et al.*, 2006, Normark *et al.*, 2009) exhibit scours morphologies of similar size and shape (Tableau 11). On the Monterey East channel, over the outer bend of the Shepard meander, corresponding to the levee, the sediment wave field is dissected by the aligned train of 4 giant scours. Developed in continuity with the sediment waves, the scours vary in size from 3.5 to 4.5 km wide, 3 to 6 km length and are as much as 200 m deep (Fildani et Normark, 2004, Fildani *et al.*, 2006). The scours were formed by the flow stripping of turbidity currents over the meander, generating cyclic steps (Fildani *et al.*, 2006). Cyclic steps result from supercritical flow over erodible bed. Cyclic steps are related to upstream migrating trains caused by a series of hydraulic jumps as the flow alternates from Froud-sub-critical on the upstream side of a step to Froud super-critical on the downstream side. The cyclic steps are thought to play a major role in deep sea environment for both sediment waves and scours (Parker et Izumi, 2000, Fildani *et al.*, 2006, Kostic *et al.*, 2010, Kostic, 2011). On the Monterey fan, sediment waves are interpreted as net-depositional cyclic steps, and scours as net-erosional cyclic-steps (Fildani *et al.*, 2006).

On the Kramis Ridge, elongated but narrow scours (about 10 km long, 0.5 km wide) develop in continuity with sediment waves located on both sides (BABONNEAU *et al.*, 2012). Contrarily to the Monterey East channel, flow stripping processes result from perpendicular flows coming from the Khadra Canyon, not from overspilling in the external part of a meander. Although, cyclic-step processes related to high-energy currents are proposed to explain successive scours (BABONNEAU *et al.*, 2012).

In addition, chirp echo-sounder profiles over the Kramis ridge provide details of the superficial morphology of scours and internal structures of sediment waves. The *net-depositional sediment waves* of the lower ridge are compared to the *erosional sediment waves* of the scours area. Both are asymmetrical structures with a steeper downdip flanks. Although, *net-depositional sediment waves* are characterized by an extended aggradation of the updip flank, whereas *erosional sediment waves* are characterized by a very steep downdip flank, intense incision of the area located between *sediment waves* are consequently depositional features with erosional troughs (BABONNEAU *et al.*, 2012).

Chirp subbottom profiler over the Cap-Ferret levee present similar structures to the profiles of the Kramis ridge (Figure 135). Located upstream on the Cap-Ferret levee, the PP052 profile presents *net-depositional sediment waves* with accumulating updip flank. The uppermost layer of the updip flanks pinch out on the crests and have a slightly grained echoes, suggesting accumulation of sandy deposits. Downstream, the PP046 profile presents sediment waves with steeper downdip flanks which exhibit scouring features at their base and truncations of subbottom reflectors. These sediment waves are interpreted as *erosional sediment waves*. The sediment waves just facing the end of the Jovellanos Mount exhibits a steep downdip flank are assumed to be as well *erosional sediment waves*.

Developed in continuity with the *erosional sediment waves*, the scours of the proximal levee are indeed successive scours. Resulting from flow stripping, net-erosional cyclic steps processes cause the successive scours whereas net-depositional cyclic steps cause the sediment waves. The sediment waves over the scours area are consequently depositional features with erosional interdunes. Flow stripping probably result from high-energy turbidity currents, overspilling being favored by the hook and the unconfinement of flows at the end of the Aquitania dome. Although, a contribution to flow stripping by turbidity currents coming from the south of the Jovellanos Mount is possible but assumed to be negligible.

Upstream to downstream, sediment waves and scours evolve in morphology. Upstream on the scours area, sediment waves have a 2.5 km wavelength, scours are elongated but narrow (as wide as 500m, as long as 8.9 km, as deep as 45 m). Downstream of the scours area, sediment waves have 5 km wavelength, scours are wider and shorter (as wide as 800 m, as long as 6 km, as deep as 15 m). This morphologic evolution illustrates the decreasing intensity of the turbidity currents as they move into the depression by topographic compensation.

2. The Levee-Lobe Transition zone of the Cap-Ferret or the primary stages of a levee development

The migration through time of the Cap-Ferret system results in the modern location of the Lower Cap-Ferret turbidite system. This migration occurred into two southward migration phases, separated by a period during which the system got back to the north (Mezerais, 1991). The last southward migration is submitted to autocyclic and structural controls (Mezerais, 1991). In the north hemisphere, the Coriolis effect deviates flows through the right, *i. e.* through the north for an east-west extended system as the Cap-Ferret. Consequently, because of the Coriolis effect, turbidity flows preferentially deposit particles on the right bank of the channel, building the hypertrophied Cap-Ferret levee. The preferential accumulation on the right side bank lead to the levee to migrate southward (autocyclic processes). Although, this migration is limited by structural controls. The Jovellanos Mount, a topographic high, stops the migration and causes a pure vertical accumulation on the levee. At the opposite, at the west end of the Jovellanos Mount, the Cap-Ferret channel presents a sinuosity curved through the south (Figure 2). This shape illustrates the migration with structural constraints. (N.B. : similar convex (upstream) and concave (downstream) successive shapes are present upper on the Cap-Ferret levee where the Torrelavega, Capbreton and Cap-Ferret channels converge (Figure 1). Curve oriented through the south is due to the southward migration whereas the curve oriented through the north is due to the flows coming from the Capbreton canyon).

Beyond 05° W, the southward migration of the Cap-Ferret levee is maxima: another topographic high, the Le Danois Bank, stops the migration at its base. Consequently, the channel is confined between two topographic constraints which maintain the flow efficient enough to deeply incise the seafloor at the giant-scours position. Indeed, despite a low vertical elevation of the levee in this area (less than 40 m, BB' and CC4 profiles Figure 133), the Cap-Ferret levee acts like a high on the channel evolution. Because of the Coriolis effect, the levee migrates by autocyclic processes; but also because of this same reason, if the channel would not being constraint on its right side, it would be attract northward. In this way, the scours subarea have to be considered as a proper part of the Cap-Ferret levee, the "proximal levee" and extends until the edges of the distributary channels where small sediment waves are revealed by sonar imagery. The two bathymetric profiles along the proximal and distal levees subareas (Figure 134) present the same slope and argues to interpret these morphologies as a same sedimentary unit.

Until now, the scours area has been interpreted as resulting from hydraulic jump in a Channel-Lobe Transition Zone (CLTZ) (Ercilla *et al.*, 2008). The CLTZ is defined as "the region that, within any turbidite system, separates well-defined channels or channel-fill deposits from well-defined lobes or lobes facies" (Mutti and Normark, 1987, 1991). CLTZs occur at channel mouths, commonly associated with a change in slope. CLTZs present both erosional and depositional features (Wynn, 2002). The erosional features are lineations and scours. Scours have different shapes: spoon-shaped aligned parallel with the main flow pathway, irregular-shaped amalgamated scours and chevron-shaped scours (Wynn *et al.* 2002, Morris *et al.*, 1998, Palanquez *et al.*, 1995, Macdonald *et al.*, 2011). The depositional features are sediment waves (sandy or coarse grained), perpendicular to the main flow directions (Wynn *et al.*, 2002 a et b). Despite the previously evocated apparent CLTZ features of the Cap-Ferret system (change in slope, scours, possibility of expending flows), the scours subarea is interpreted in this study as the proximal part of the Cap-Ferret levee.

Upstream to downstream on the proximal levee, the erosional features heighten : the upstream scours are narrow but deep, then scours are wider but more superficial, and finally maximal erosional features are the giant scours (70 m deep) and the deeply incised (40m) distributary channels. The numerous distributary channels pathways could be explained by antagonistic processes. Distributary channels tend to migrate southward because of their associated small levees and of autocyclic processes due to the Coriolis Effect. At the opposite, topographic compensation and avulsion processes lead the distributary channels to carry on in the north. Indeed the lobe and the proximal levee create a topographic low into which distributary channels and overspilling flows of the proximal levee converge.

At an intermediate position between net-depositional (classical sediment waves) and net-erosional (incised channels) area, two hypotheses are proposed to explain the present morphology of the inner levee:

(1) The inner levee is a "proto-levee" and corresponds to the first stages of a levee development where avulsion (presence HARPs) and flow stripping are common because of its low vertical amplitude. The Cap-Ferret system would be then in a southward migration phase,

or

(2) the inner levee is a major recent avulsion and results from an earlier levee which currently is disintegrating. The Cap-Ferret system would be then in a way back into northern position.

In every instance, the inner part of the Cap-Ferret levee appears as an area in instability which is consequently proposed to name Levee-Lobe Transition Zone (LLTZ) (Figure 10). The LLTZ would be characterized by both depositional (sediment waves) and erosional (erosional sediment waves, scours) features due to flow stripping and cyclic steps processes. Cyclic steps mechanisms are strongly influenced by the topography (Fildani *et al.*, 2006). The high elevation of the classical sediment waves must play a role in the net-depositional nature of the cyclic-steps on the distal levee. At the opposite, the low vertical elevation of the sediment waves in the proximal levee must allowed flow stripping of high-energy turbidity currents, favored by the abrupt hook of the channel, causing net-erosional cyclic steps

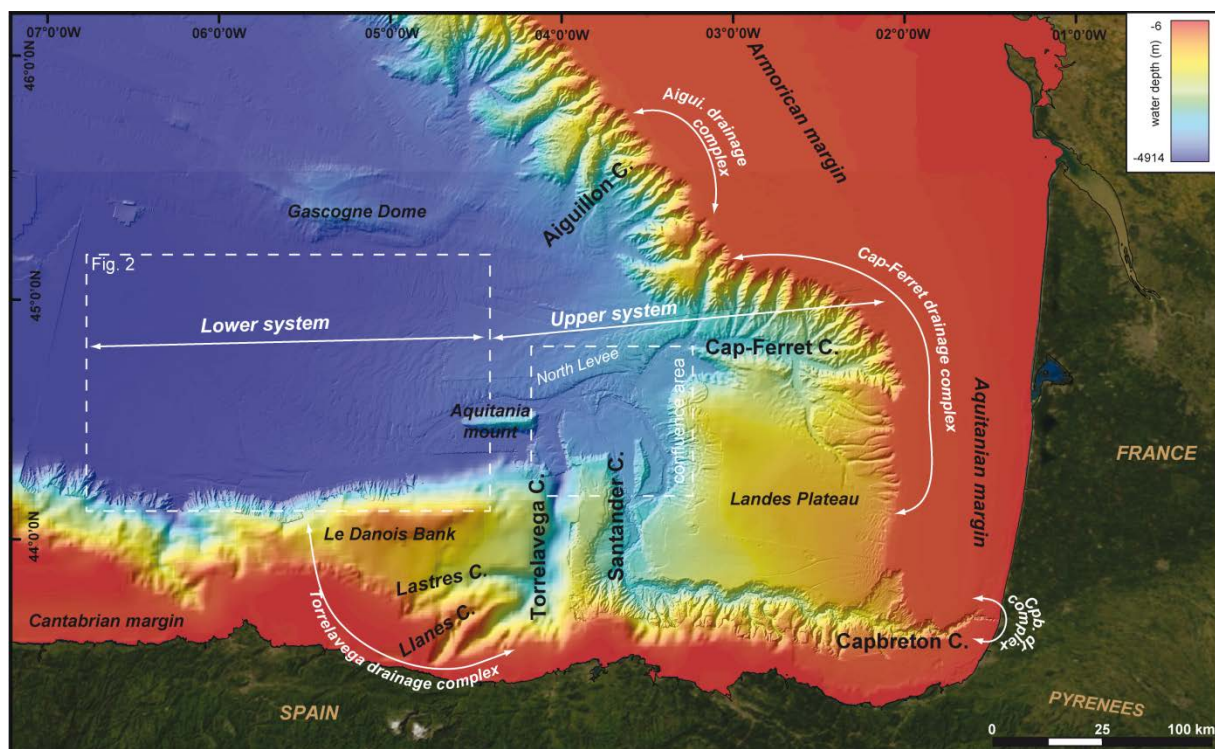


Figure 128 : General map of the structure of the south of the Bay of Biscay. The three canyons guarantee the sediment supply and converge to initiate a unique turbidite system.

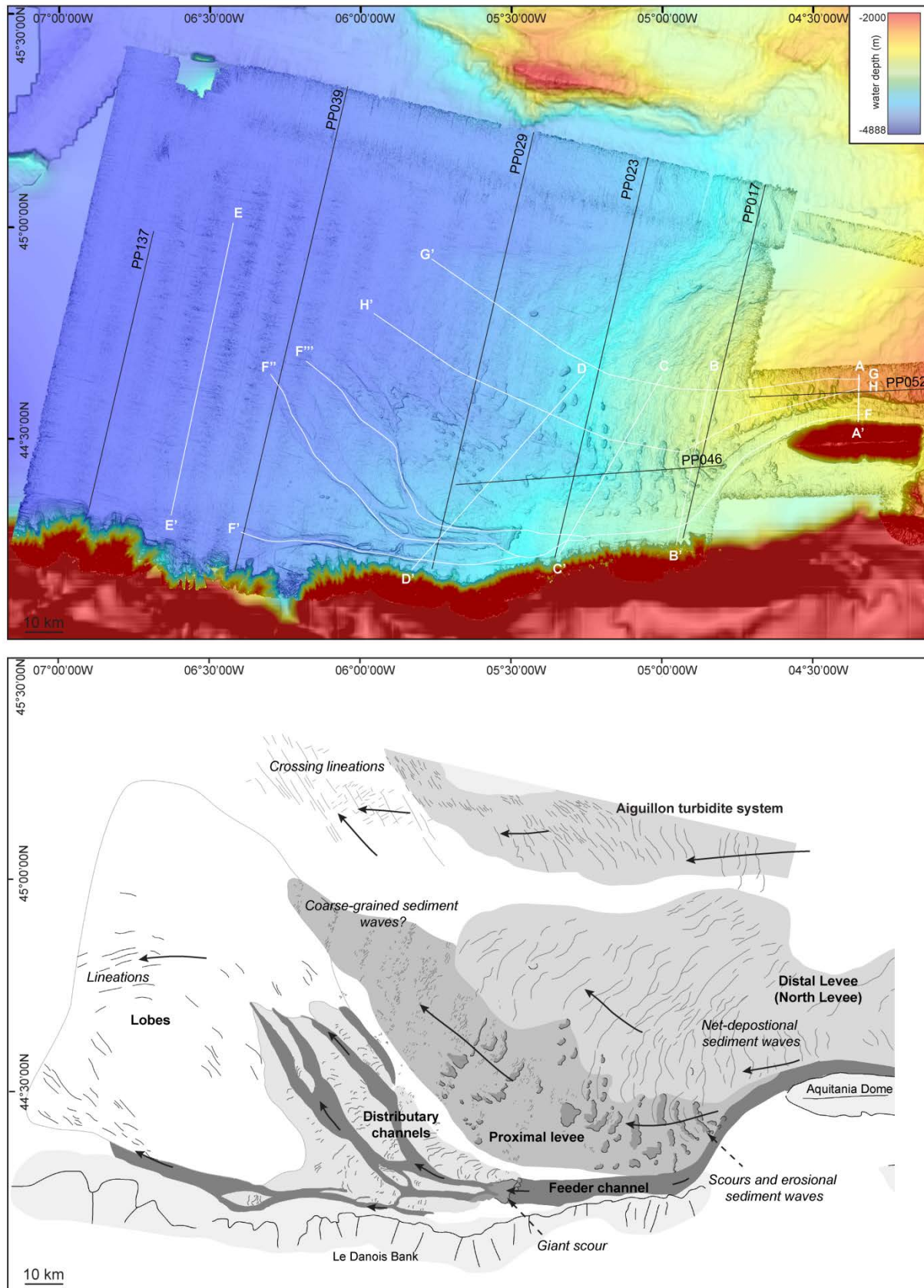


Figure 129 : Up: High resolution bathymetry draping on slope gradient map of the lower Cap-Ferret system. Chirp profile and longitudinal depth profile used in the study are reported. Down: simplified morphological map of the fan and interpretation of the main gravity flows.

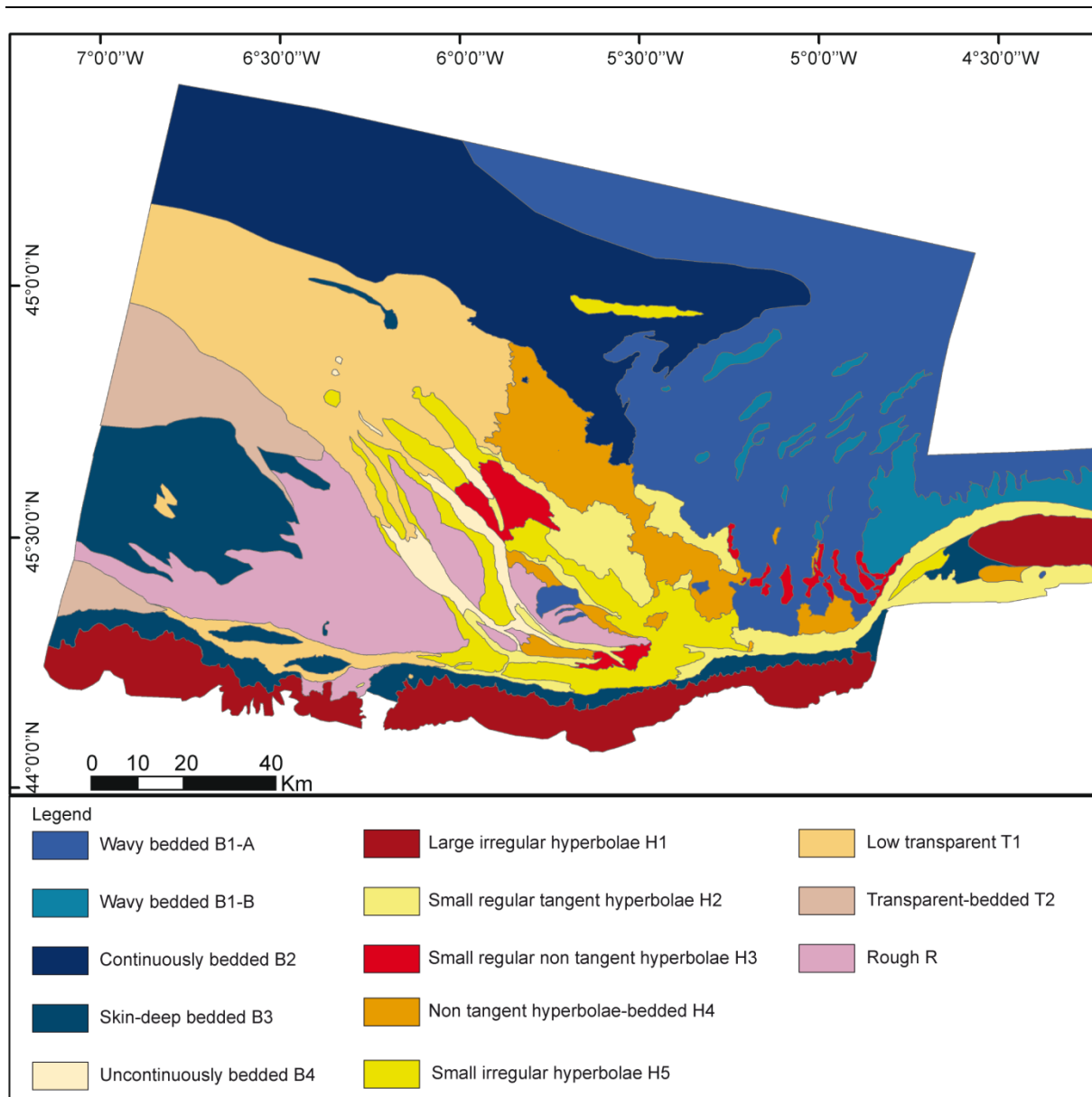


Figure 130 : Echo-type map of the Lower Cap-Ferret turbidite system.

Chapitre 6 : Le système turbiditique du Cap-Ferret : complexe chenal-levée et zone de transition chenal-lobes

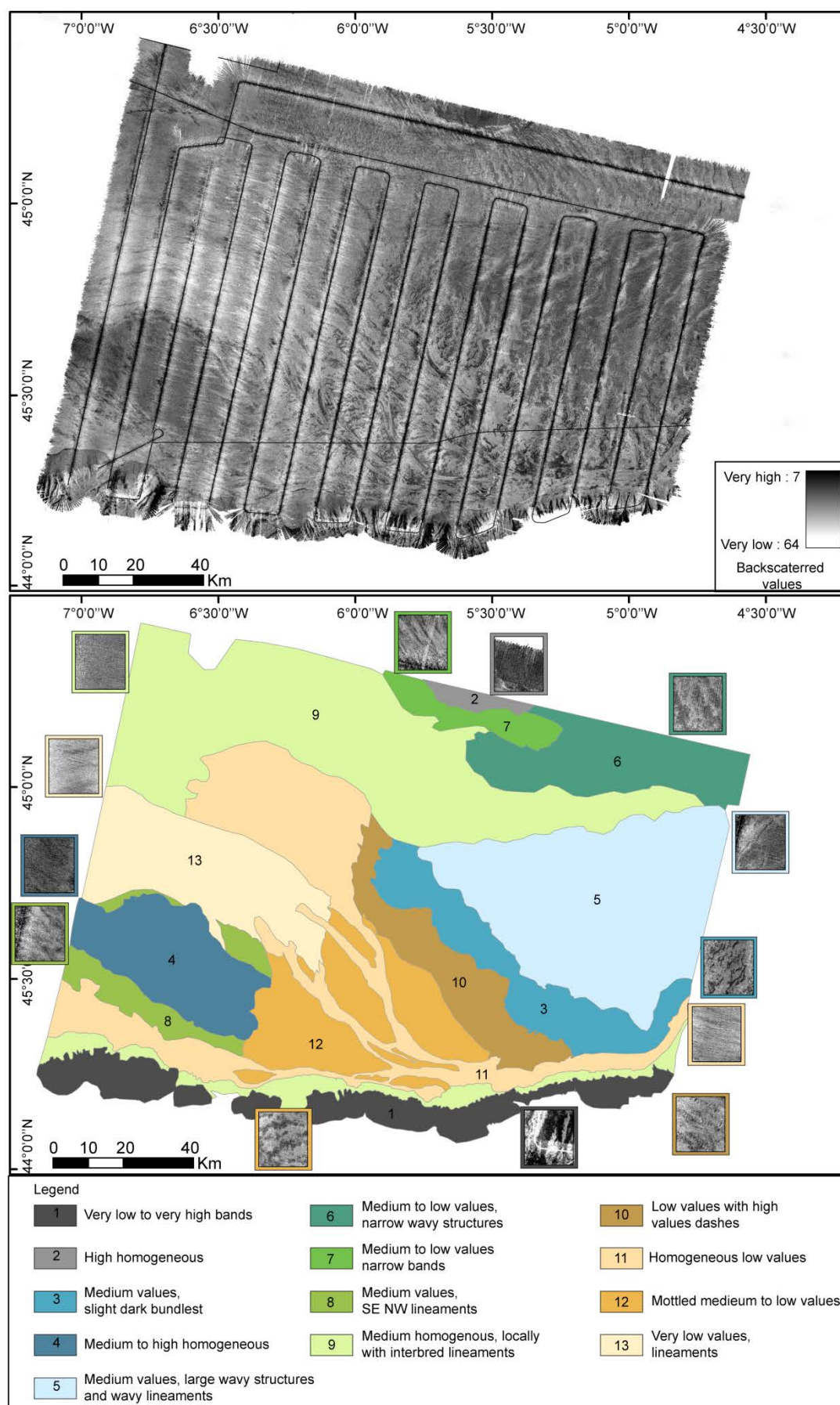


Figure 131 : Imagery map of the Lower Cap-Ferret turbidite system.

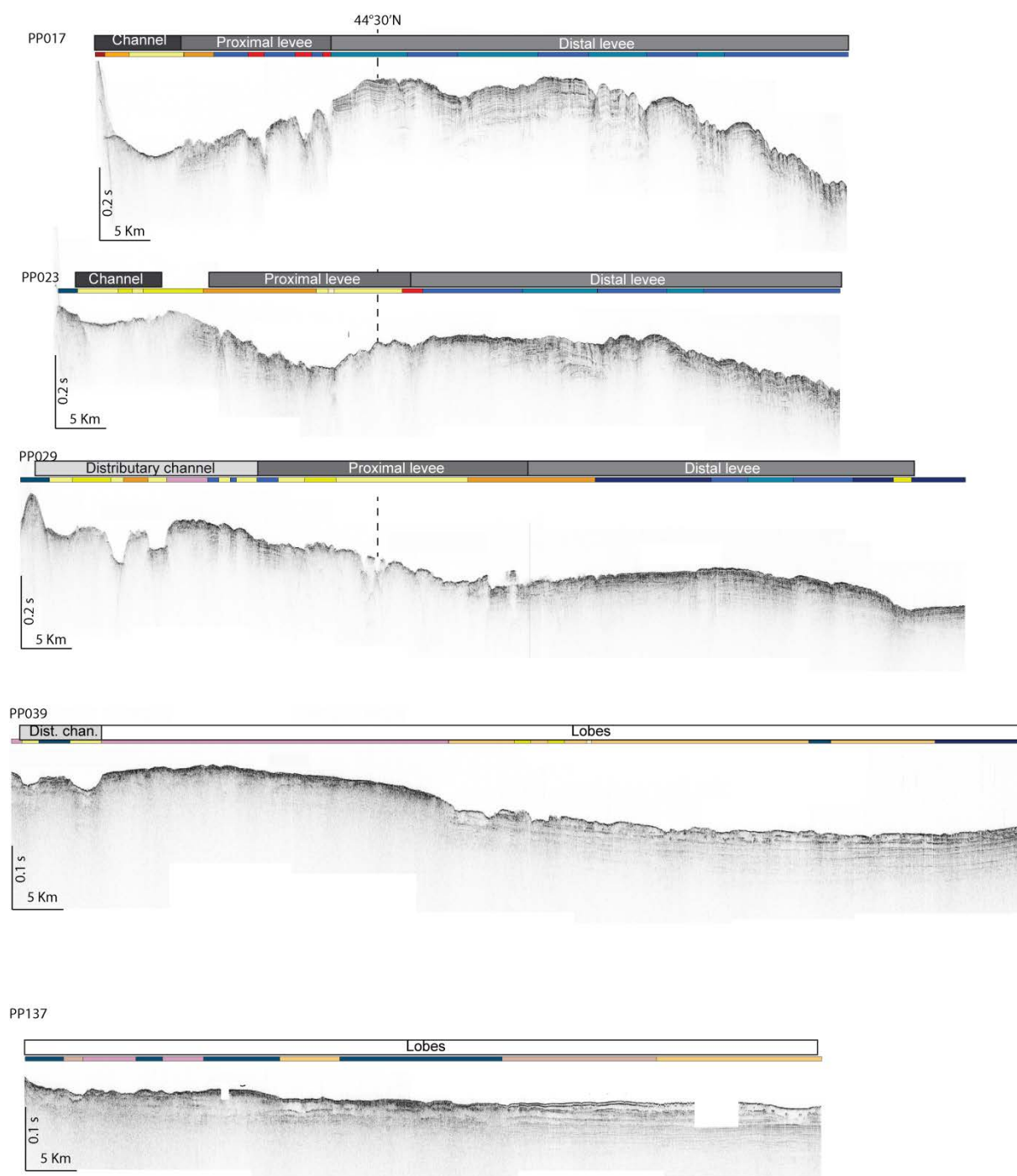
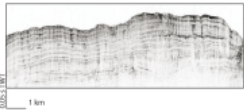
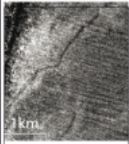
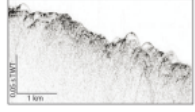

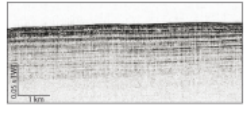

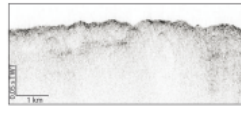

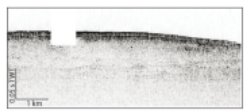
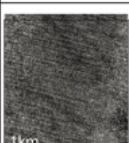
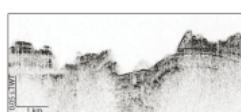
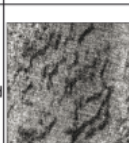
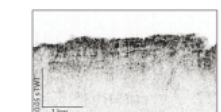
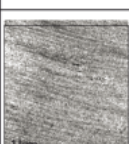
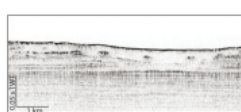


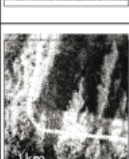
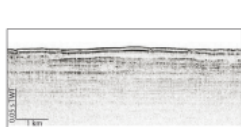
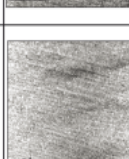
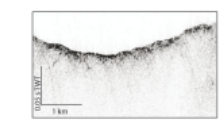
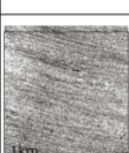
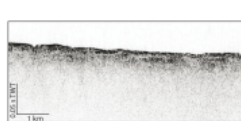



Figure 132 : Echo-character of the Lower Cap-Ferret system. Color bars referred to the echo-facies key of the figure 3, grey scale bar to the subareas as in figure 2 and 6.

Tableau 10: Echo-character classification.

Echo type	Designation	Dominant reflectivity	Designation	Interpretation	Sedimentary process	Echo type	Designation	Dominant reflectivity	Designation	Interpretation	Sedimentary process
	Undalated bedded B1		Large wavy structures, high backscatter values with sinuous high backscatter lineaments (5)	Sediment waves Levee	Turbiditic flows - overflow		Small regular non tangent hyperbolae H3		Low backscatter values, medium backscatter stipplings (10)	Coarse grained sediment waves	Turbiditic or concentrated flows
	Continuously bedded B2		Medium homogeneous backscatter values interbed lineaments (9)	Distal deposits	Turbiditic flows		Small irregular hyperbolae H5		Low backscatter values with undalated medium backscatter patches (12)	Sediment waves Levee or by-passing	Turbiditic flows or by-pass
	Skin-deep bedded B3		Medium to high homogeneous backscatter values (4)	Lobes	Turbiditic flows		Non tangent hyperbolae-bedded H4		Medium backscatter values, sinuous high backscatter bundles (3)	Coarse grained sediment waves	Turbiditic or concentrated flows
	Uncontinuously bedded B4		Low backscatter values, slight lineaments (11)	HARs	Turbiditic flows - By pass?		Low transparent T1		Low backscatter values, slight lineaments (11)	Lobes	Turbiditic or concentrated flows - Flow spreading
	Large irregular hyperbolae H1		Very low to very high backscatter values (1)	Slope break	slope artefact		Transparent-bedded T2		Very low backscatter values, slight lineaments (13)	Lobes	Turbiditic or concentrated flows
	Small regular tangent hyperbolae H2		Low backscatter values, slight lineaments (11)	Channels	Turbiditic flows		Rough R		Low backscatter values with undalated medium backscatter patches (12)	Lobes	Turbiditic flows

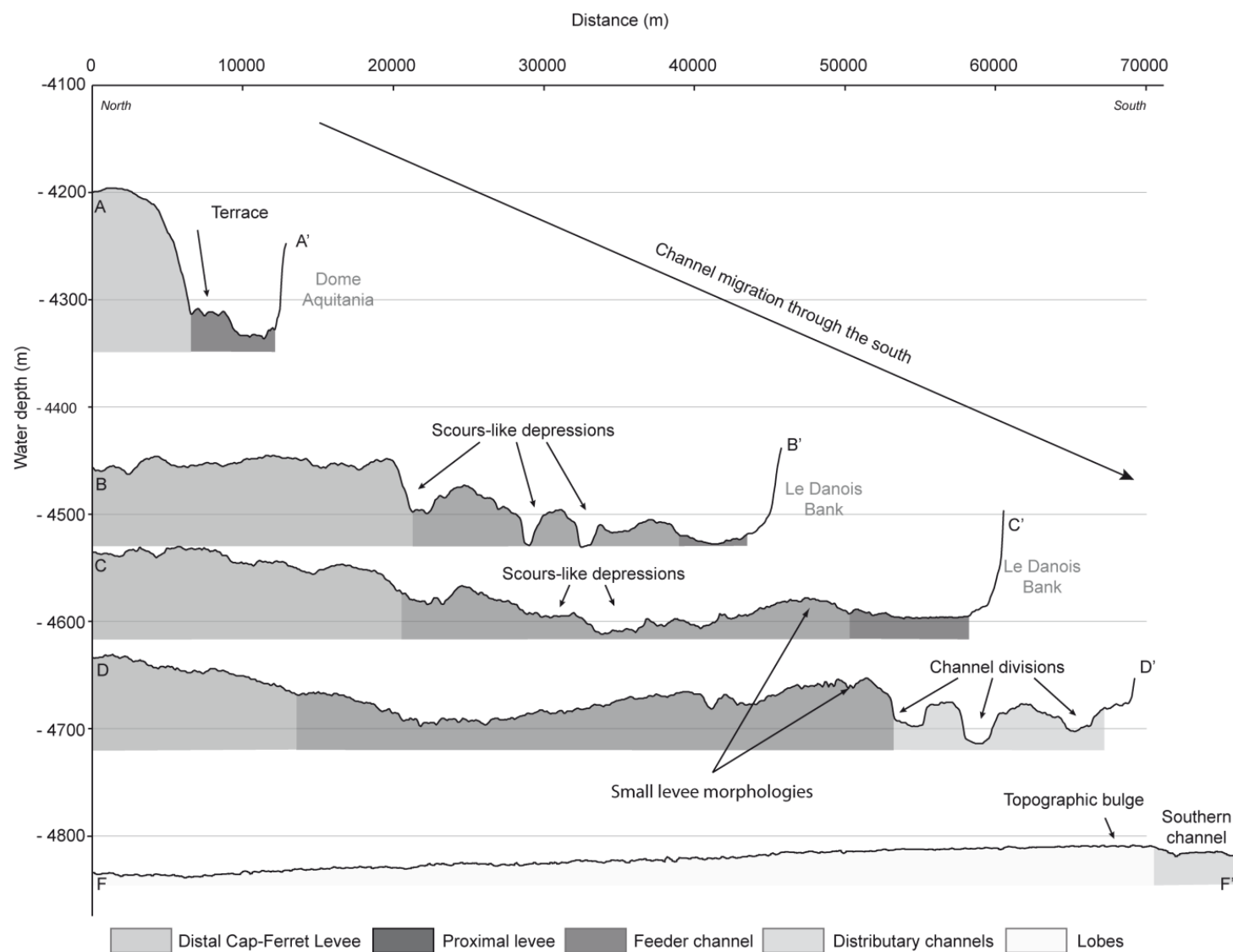


Figure 133 : Depth profile crossing the Cap-ferret system. The profiles are from upslope where the unique channel is forming to downslope in the lobe subarea. Colors referred to the color used for those of the subareasin Figure 2.

Chapitre 6 : Le système turbiditique du Cap-Ferret : complexe chenal-levée et zone de transition chenal-lobes

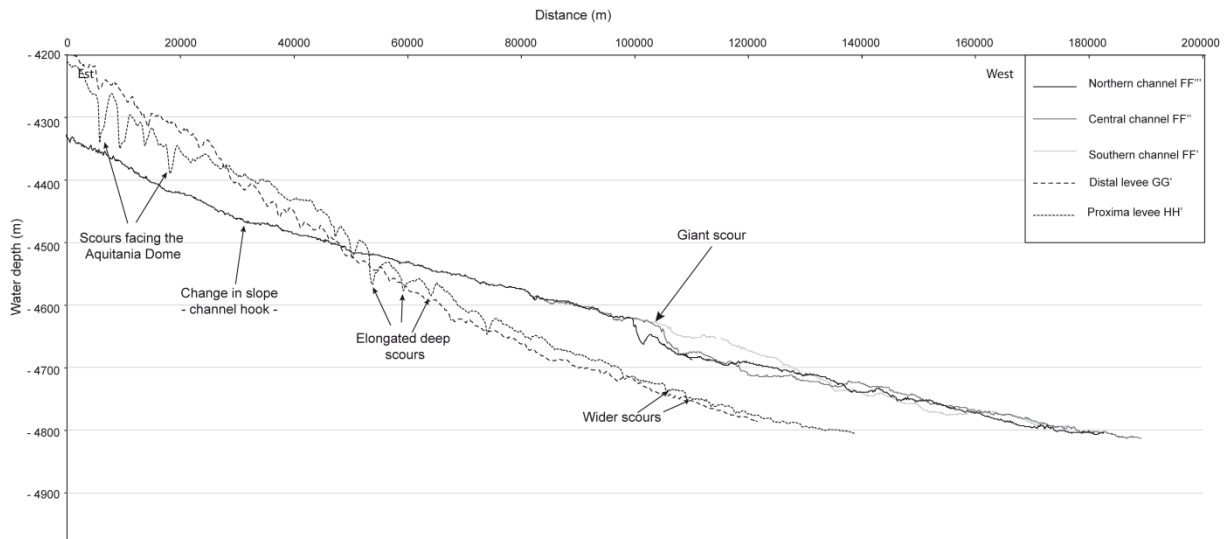


Figure 134 : Longitudinal depth profiles over the channel (full lines) and the levees (dashed lines).

Tableau 11 : Comparison of the geometry of sediment waves and scours of the Kramis Ridge, Monterey Fan and Cap-Ferret System.

	Kramis Ridge	Monterey Fan	Cap-Ferret system
Channel wide	3 km	About 1 km	2,5-5 km
Crest above the channel sea floor	<50m	200 m	150-60 m
Sediment waves amplitudes	50-60 m	About 50 m	30 m
Sediment wave wavelength	0,9 to 1,9 km	About 3,5 km	4,1 km
Sediment waves morphology	Convex up crescent	Concentric around the meander	Convex up crescent
Scours width	About few hundreds meters	3,5-4,5 km	500-2500m
Scours length	About 5 km	3-6 km	800 8800 m
Scours depth	About 10 m	200 m	15-45 m

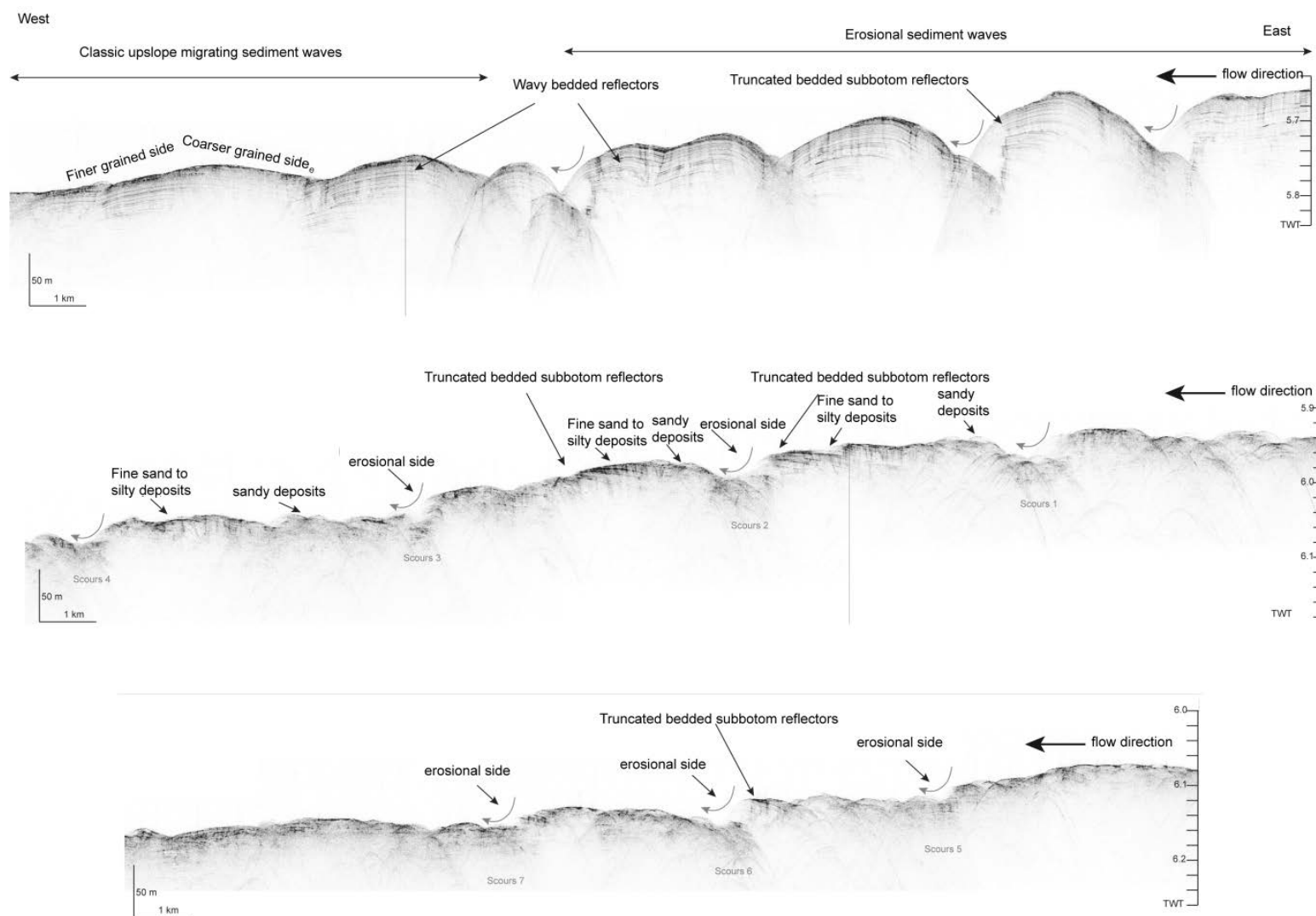


Figure 135 : Chirp echo-sounder sections across the well-developed sediment waves of the Distal levee and proximal levee.

CHAPITRE 7 : DISCUSSION

1. Quelles sources pour les systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton ?

Trois sources majeures de sédiments sont identifiées pour le sud du golfe de Gascogne (Chapitre 3 partie 4.), et donc potentiellement pour les systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton : (1) le bassin versant de l'Adour (2) les bassins versants côtiers basco-cantabriques (3) le bassin versant de la Garonne. Parmi ces trois sources, seule l'Adour est historiquement décrite en lien avec le canyon de Capbreton (Nesteroff, 1968 ; Klingebiel et Legigan, 1978 ; Cirac *et al.*, 2001). C'est pourtant le bassin versant Garonne-Dordogne qui draine la plus grande superficie : il ne peut donc pas être négligé. Par ailleurs, de façon générale, il est établi que les petits fleuves côtiers, lorsqu'ils sont considérés ensemble, sont des contributeurs à un bilan de masse global équivalent à celui des plus grands bassins versants (Milliman et Syvitski, 1992). Ceci implique la nécessité de prendre en considération l'ensemble des petits bassins versants cantabriques. Les quantités de matières en suspension (MES) apportées à l'océan reportées dans la littérature sont de 0,25 Mt.an⁻¹ pour l'Adour (Maneux *et al.*, 1999), 1,5 à 1,9 Mt.an⁻¹ pour l'ensemble de fleuves cantabriques (Snoussi, 1995 ; Maneux *et al.*, 1999 ; Jouanneau *et al.*, 2008) et 2,2 Mt.an⁻¹ pour la Garonne (Maneux *et al.*, 1999). En comparant ces charges de particules en suspension apportées à l'océan de chacune des trois sources précitées, il apparaît que chacune d'entre elles doit être étudiée avec attention. Il est donc proposé ici de confronter les différents éléments disponibles sur ces bassins versants dans la littérature afin de juger de leur impact potentiel sur les systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton au cours du Quaternaire. Il conviendra en particulier de considérer ces bassins versants au regard des variations climatiques et glacio-eustatiques.

1.1. Paléo-Dordogne, Paléo-Garonne, Paléo-Leyre : des sources du système turbiditique du Cap-Ferret ?

La reconstitution du réseau fluvial pliocène telle que proposée par Legigan (1979) suggère des apports à l'océan plus direct qu'actuellement (Figure 136A). Les fleuves prenant leur source dans les Pyrénées ont une reconstruction incertaine mais qui suggère néanmoins des trajets courts. Le bassin versant de l'Adour semble déjà s'esquisser et le trajet de la Garonne reste peu contraint. A cette période, les fleuves prenant leur source dans le Massif Central (Isle, Dordogne, Dropt, Lot, Aveyron), bien individualisé, avaient également une course directe, relativement rectiligne et orientée Est-Ouest. La Garonne n'existait pas sous sa forme actuelle. A sa place une multitude d'embouchures se succédaient le long du littoral aquitain. Le long de la marge Aquitaine, des paléo-vallées incisées pliocènes sont répertoriées à la hauteur du canyon de Cap-Ferret dans lequel elles semblent se déverser (Bellec *et al.*, 2009). Ces observations suggèrent une continuité entre le réseau fluvial pliocène, les paléo-vallées incisées et le canyon du Cap-Ferret.

Dans sa configuration quaternaire (Figure 136D), le réseau fluvial est divisé en deux bassins versants distincts. Le bassin versant de l'Adour draine l'ensemble des rivières en provenance des Pyrénées orientales ; le bassin versant Garonne-Dordogne draine l'ensemble des fleuves en provenance de l'Ouest du Massif Central ainsi que d'une partie des Pyrénées orientales. Des données précises permettent de reconstituer la paléogéographie du littoral aquitain au cours du dernier maximum glaciaire (LGM) et d'en tirer des hypothèses fortes quant au lien entre le bassin versant Garonne-Dordogne et le canyon du Cap-Ferret (Figure 136B et C) :

- La position du trait de côte au LGM se situait de 75 m (Lambeck, 1997) à 120 m (Siddall *et al.*, 2006) plus bas qu'à l'actuel, entraînant l'émersion du plateau Aquitain, ce qui favorisait les connexions entre canyons et réseaux fluviaux.
- L'orientation de la paléo-vallée de la Leyre et celle de la paléo-vallée de la Gironde (Lericolais *et al.*, 2001, Fenies *et al.*, 2010), dirigées vers la tête du canyon du Cap-Ferret, indique que ces fleuves sont d'anciennes sources potentielles pour le canyon.
- D'épaisses accumulations sédimentaires aux débouchés des paléo-fleuves du plateau Aquitain, identifiées en sismique, sont interprétées comme des corps fluvio-deltaïques mis en place entre 120 ka et l'actuel (Bellec, 2003). L'allongement de ces corps en direction du canyon de Cap-Ferret traduirait un prolongement en mer du réseau fluvial vers le canyon de Cap-Ferret et donc un lien fort entre le canyon et le bassin-versant Garonne-Dordogne. En admettant que les dépôts fluvio-deltaïques étaient encore alimentés lors du dernier bas niveau marin (LGM), leur localisation est un élément en faveur d'un trait de côte plutôt à - 75 m qu'à -120 m puisque leur position logique est à proximité du trait de côte.
- Pour la même période de temps, des zones sans couverture sédimentaire, interprétées comme du substratum rocheux, sont identifiées le long de la bordure de la plateforme Nord-Aquitaine (Bellec, 2003). Elles coïncident avec les paléo-îles au large de l'actuel estuaire de la Gironde révélées par des modélisations numériques du trait de côte au LGM (Törnqvist *et al.*, 2006). Ce sont ces paléoreliefs qui auraient pu bloquer toute possibilité de transit direct de l'estuaire de la Gironde vers le bassin profond, obligeant ainsi les flux sédimentaires à se réorienter vers le canyon du Cap-Ferret, tel que suggéré par les positions des paléovallées incisées.

Le réseau fluvial aquitain s'est donc structuré entre le Pliocène et l'actuel en deux grands bassins versants, celui de l'Adour et celui de la Garonne-Dordogne. La côte aquitaine présente aujourd'hui une source d'abord au nord et une au sud. Malgré cette structuration actuelle, il est possible que la Garonne ait alimenté le système turbiditique du Cap-Ferret en conditions de bas niveau marin.

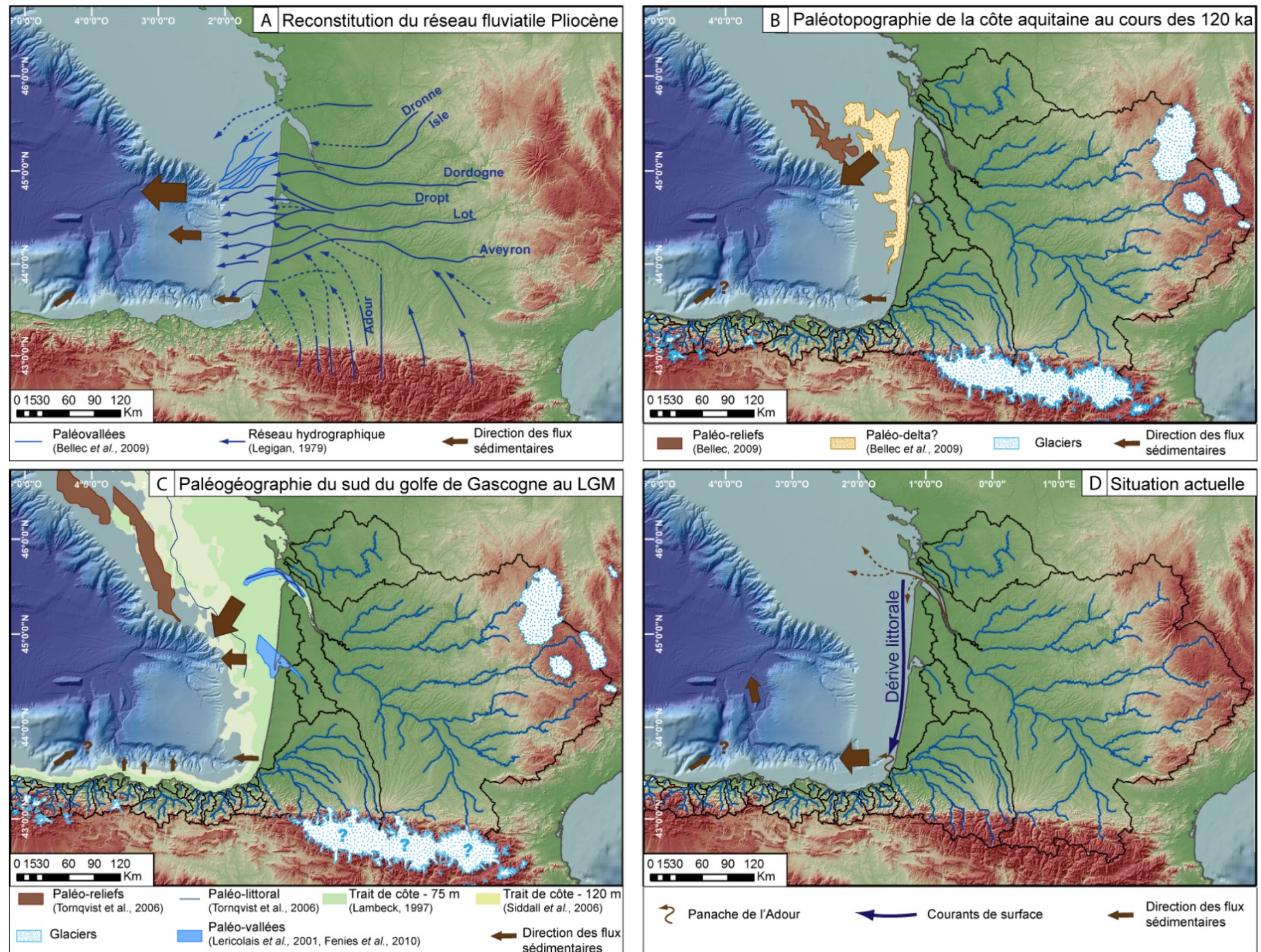


Figure 136 : Synthèse de l'évolution paléogéographique du sud du golfe de Gascogne du Pliocène à l'actuel se basant sur des modélisation numériques du trait de côte (Lambeck, 1997 ; Törnqvist *et al.*, 2006), des reconstitutions du réseau hydrographique (Legigan, 1979 ; Lericolais *et al.*, 2001 ; Fénies *et al.*, 2010), l'étude des sédiments superficiels du plateau Aquitain (Bellec, 2003) et la cartographie de l'extension des glaciers pyrénéens (Delmas, 2009).

1.2. La marge cantabrique, un indice supplémentaire pour la datation de la déglaciation pyrénéenne ?

Les travaux menés par ailleurs sur la marge Nord-Gascogne ont permis de mettre en évidence le lien fort entre les systèmes turbiditiques de cette marge, le paléofleuve Manche et les débâcles glaciaires (Grousset *et al.*, 2000 ; Zaragosi *et al.*, 2001 ; Bourillet *et al.*, 2003 ; Toucanne *et al.*, 2008, 2009, 2010). A partir de la dilatation des dépôts mis en place lors de l'évènement de Heinrich 1 au pied de la marge (les taux de sédimentation au cours de cette période atteignent 350 cm/1 000 ans), il a été montré la préservation au pied de la marge du matériel de fonte transporté par le paléofleuve Manche lors de l'intense épisode de déglaciation de la calotte Fénno-Scandinave (Ménot *et al.*, 2006 ; Zaragosi *et al.*, 2006 ; Toucanne *et al.*, 2008). Cette débâcle glaciaire est synchrone de changements majeurs dans les paramètres orbitaux, de l'amorce d'une période de hausse rapide du niveau marin relatif et d'une phase d'augmentation de l'insolation qui arrive alors à son quasi-paroxysme.

Une attention particulière a donc été portée aux dépôts synchrones de l'évènement de Heinrich 1 dans cette étude. Contrairement à la marge Nord-Gascogne, le sud du golfe de Gascogne ne se situe pas en climat périglaciaire au cours du Dernier Maximum Glaciaire (LGM). La question était donc de savoir si le sud du golfe de Gascogne enregistrait un signal climatique classique dans ses dépôts hémipélagiques. La corrélation des carottes prélevées sur la terrasse Meriazdeck et le plateau Landais (Note 1 , Figure 3) a permis de retrouver l'enregistrement de ce signal sur le plateau Landais, permettant dans le même temps de donner un cadre stratigraphique à ce travail. Le système turbiditique de Capbreton incise deux marges : il fallait donc s'assurer de l'enregistrement de ce signal sur la marge Cantabrique. De part et d'autre du canyon de Capbreton, l'évènement d'Heinrich 1 est identifié dans les dépôts hémipélagiques des marges par une légère hausse de la granularité et des hausses du signal de susceptibilité magnétique tout à fait caractéristiques, telles que définies par Grousset *et al.* (2000). Sur chaque marge, les dépôts de l'intervalle H1 présentent un taux de sédimentation commun pour des dépôts hémipélagiques (de l'ordre d'une dizaine de millimètre par 1 000 ans), sans accélération particulière (Note 1 , Figure 3 et Figure 137).

Si le sud du golfe de Gascogne n'est pas soumis à un climat périglaciaire au cours du LGM, il se situe néanmoins au pied des bassins versants pyrénéens. Ceux-ci ont connu une extension maximale de glace (MIE) non-synchrone du LGM. Se basant sur des datations radiocarbone, de nombreux auteurs suggèrent que le MIE pyrénéen précéderait le LGM d'une dizaine de milliers d'années (García-Ruiz *et al.*, 2003 ; González-Sampériz *et al.*, 2006 ; Allen *et al.*, 2008 ; García-Ruiz *et al.*, 2010 ; García-Ruiz *et al.*, 2013). Se basant sur des surfaces d'exposition au ¹⁰Be, d'autres auteurs alimentent la controverse en proposant un englacement maximum entre 21 et 25 ka (Pallàs *et al.*, 2006 ; Delmas 2009 ; Pallàs *et al.*, 2010 ; Delmas *et al.*, 2011). Enfin dans les monts Cantabriques, il semble que le paroxysme de déglaciation soit situé entre 35 et 45 ka (Moreno *et al.*, 2010 ; Delmas *et al.*, 2011 ; Moreno *et al.*, 2012 ; Serrano *et al.*, 2012 ; Hughes *et al.*, 2013 ; Serrano *et al.*, 2013). Les dépôts hémipélagiques de la marge Cantabrique antérieurs à H1 ont donc été regardés avec attention puisqu'ils pourraient enregistrer les produits de cette fonte.

La corrélation des sédiments superficiels de la marge Nord-Gascogne, du plateau Landais et de la marge Cantabrique a révélé que les sédiments identifiés comme ceux de l'évènement de Heinrich 2 sont plus épais sur la marge Cantabrique (Note 1, Figure 3). Sur la marge Nord-Gascogne, comme sur le plateau Landais, l'épaisseur des dépôts de H2 est de l'ordre du mètre. Sur la marge

Cantabrique, plus du double, soit 2,15 m de dépôts, sont enregistrés pour la même période³ (Figure 3 de la note 1).

A partir du modèle d'âge établi, le taux de sédimentation calculé pour H2 sur la marge Cantabrique est de 170 cm/1 000 ans (Figure 137) ce qui constitue l'accélération maximale du taux de sédimentation sur cette marge. Les marges Nord-Gascogne et Aquitaine enregistrent bien une augmentation des taux de sédimentation, mais en moindre importance : 75 cm/1 000 ans et 60 cm/1 000 ans respectivement (Figure 137). Ceci signifie que le taux de sédimentation de la marge Cantabrique est 2,3 à 2,9 fois plus élevé pour la même période H2. Au regard des connaissances sur la dilatation du signal de H1 sur la marge Nord-Gascogne, il apparaît alors légitime de se questionner sur l'origine de cette hausse sur la marge Cantabrique et de la confronter aux variations des paramètres orbitaux. Connaissant le contexte climatique global des Pyrénées à cette époque, il est possible de s'interroger sur un possible lien entre ces dépôts et une phase de déglaciation de la calotte pyrénéenne.

Sur la marge cantabrique, le taux de sédimentation atteint son paroxysme entre 23 et 25 ka, durant l'évènement H2 (Figure 137). Ces âges sont en cohérence avec les âges trouvés dans littérature pour H2 (Hemming 2004 ; Ménot *et al.*, 2006). Au regard des paramètres orbitaux, ce pic dans l'enregistrement sédimentaire de la marge Cantabrique coïncide avec les amorces d'une hausse d'insolation et d'une hausse du niveau marin relatif (Figure 137) ainsi qu'un climat plutôt chaud et aride sur le continent aux latitudes pyrénéennes (Sanchez Goñi et Harrison, 2010). Ces éléments sont donc cohérents avec une éventuelle période de déglaciation dans les Pyrénées : un début de réchauffement entrainerait le début de la fonte de la calotte pyrénéenne. L'enregistrement sédimentaire marin pourrait donc être le reflet d'un changement majeur sur le continent. Dans ce cas, l'enregistrement marin serait ici un argument en faveur d'un maximum de glace antérieur au LGM dans les Pyrénées occidentales dans la période 23-25 ka, en accord avec les datations proposées dans les travaux de Pallàs *et al.* (2006) ou Delmas *et al.* (2011).

En regardant les taux de sédimentation antérieurs à H2, il apparaît que ces taux augmentent dès 35 ka sur la marge Cantabrique, dans un schéma indépendant de celui suivi par les marges Nord-Gascogne ou Aquitaine (Figure 137). Cette augmentation pourrait être à rapprocher de la fonte du matériel glaciaire des monts Cantabriques dès 35 ka. De même, la décroissance des taux de sédimentation post-H2 est plus rapide sur la marge Cantabrique, suggérant que pas ou peu de matériel est délivré à la marge après 18 ka. Ceci pourrait être expliqué par la disparition sur le continent des glaciers pyrénéens avant l'épisode de H1. Il y aurait une réduction drastique des apports en matériel détritique à délivrer à la marge Cantabrique en provenance des Pyrénées à cette époque. Ceci pourrait avoir un impact direct sur la dynamique sédimentaire du système turbiditique de Capbreton en réduisant les apports par les bassins versants cantabriques dès 25 ka.

Pour confirmer ces théories, les données disponibles sur les sédiments superficiels de la marge Cantabrique devront être soumises à des analyses isotopiques, de microfaunes et d'éventuels IRD pour statuer de façon précise sur la nature exacte de ces dépôts et les relier indubitablement à la fonte de la « calotte pyrénéenne ». Néanmoins, l'enregistrement sédimentaire traduit une

³ Lors de l'ouverture de la carotte PP10-04, le sédiment ne présente pas d'évidence de pistonage. La bonne corrélation entre les carottes PP10-04 et PP10-03 (Figure 107) tend à valider la qualité du prélèvement. Il apparaît alors acceptable de réfuter le pistonage comme explication de cette différence d'épaisseur.

asynchronicité entre les événements enregistrés sur les marges nord et sud du Golfe de Gascogne. En conclusion, la marge Cantabrique présente des dépôts en lien avec un contexte climatique global mais traduisant une activité sédimentaire plus intense autour de 25 ka et non pas autour des 18 ka classiquement connus en littérature pour le golfe de Gascogne. Cette activité sédimentaire pourrait certainement être dépendante des processus locaux de glaciations/déglaciations dans les Pyrénées.

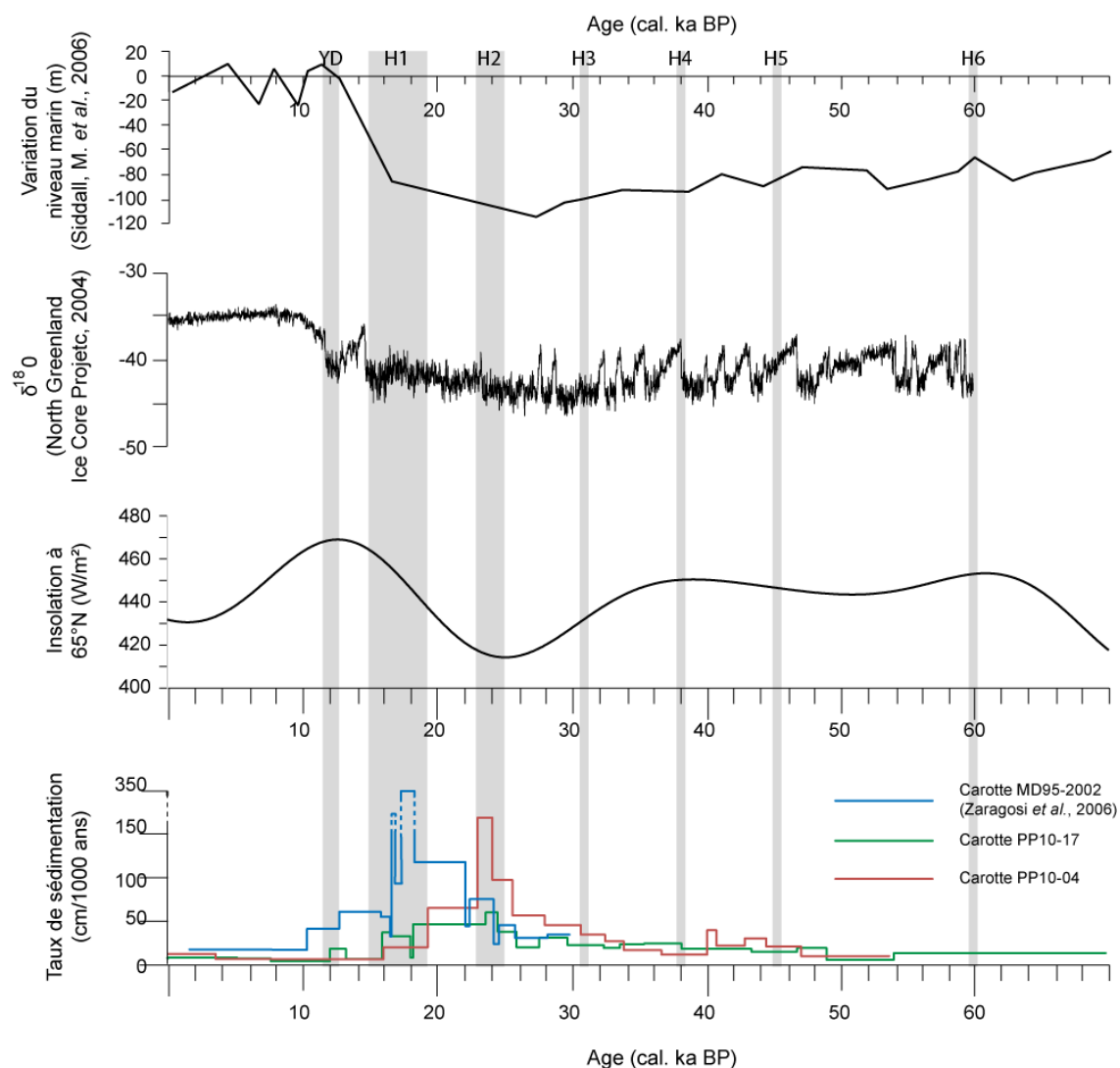


Figure 137 : Variations des taux de sédimentation au cours du temps sur les marges Nord-Gascogne (MD95-2002), Aquitaine (PP10-17) et Cantabrique (PP10-04) en relation avec les signaux globaux d'insolation, de variations du niveau marin et du signal climatique de $\delta^{18}\text{O}$. En particulier, les dépôts de la marge Cantabriques (PP10-04) ont une forte accélération de leur taux de sédimentation au cours de l'évènement de Heinrich 2.

1.3. Les canyons cantabriques : quelle origine et quel impact sur le système turbiditique de Capbreton ?

La bordure sud du canyon de Capbreton est incisée par 14 canyons courts (17 km de long en moyenne). L'étude morphologique a mis deux éléments majeurs en avant. D'une part, l'ensemble de ces canyons ne s'achève pas au niveau du canyon de Capbreton mais en surplomb (235 m en moyenne). Plus le canyon cantabrique est situé en aval du canyon de Capbreton (plus à l'Ouest), plus la valeur de ce surplomb tend à diminuer (à l'exception de 3 canyons). L'étude de la morphologie des

canyons cantabriques a montré que ces canyons présentent 3 types de profils : linéaires, concave, et convexe. Selon Adams et Schlager (2009), les profils de pente de canyons sous-marins se classent en trois types : ceux répondant à une équation linéaire, ceux répondant à une équation exponentielle (ici à rapprocher des concaves) et ceux répondant à une équation gaussienne (ici à rapprocher des convexes). Ces types de profils sont indépendants des types d'apports (silicoclastiques ou carbonatés) et du type de marges (sand-rich ou mud-rich ; Adams et Schlager, 2009). Les profils linéaires sont interprétés comme étant à l'équilibre, les profils exponentiels sont relatifs à la distance à la rupture de plateforme et sont supposés les plus matures, les profils gaussiens sont supposés relatif à des déstabilisations en rebord de plateforme (Adams et Schlager, 2009).

Les bassins versants, en fonction de leur superficie ou de leur décharge, pourraient influencer la morphologie des canyons cantabriques. Ainsi, les canyons à profils linéaires sont ceux dont la distance entre le trait de côte et le canyon est la plus grande. Ces canyons sont ceux situés le plus à l'Est, soit ceux intersectant le plus en amont le canyon de Capbreton. Les canyons à profil convexe sont ceux en lien avec le bassin versant cantabrique le plus étendu, soit le bassin versant de Nervión, 1 Mt.an^{-1} d'apport particulière à l'océan (Jouanneau *et al.*, 2008). Enfin, les canyons à profil concave sont les canyons avec la tête la plus proche du trait de côte en haut (actuel) comme en bas niveau marin (entre -75 et -120 m au LGM et à 25 ka). Parmi ces canyons à profils concave, une subdivision supplémentaire peut être faite. Certains d'entre eux ont des surplombs de près de 300 m. Ce sont ceux situés à l'Est du bassin de la Nervión, au droit d'une partie du littoral n'appartenant pas à un bassin versant⁴. D'autres ont les surplombs les plus bas (< 100 m). Ce sont ceux qui dépendent des bassins versants dont les fleuves prennent leur source dans les Montagnes de la Pas. Ces montagnes ont connus un englacement significatif. Ces canyons pourraient avoir connu une activité plus intense en lien avec les produits de fontes des glaciers des montagnes de La Pas.

Néanmoins, l'existence d'un surplomb pour l'ensemble des canyons cantabriques suggère que les canyons sont inactifs. La hauteur de chute correspondrait alors à l'incision réalisée par les écoulements au sein du canyon de Capbreton depuis l'arrêt de l'activité dans les canyons cantabriques. Compte-tenu de la position de ces canyons par rapport au trait de côte et de la discussion précédente relative aux processus de déglaciations dans les Pyrénées (Chapitre 2 partie 3.2.), cette incision pourrait avoir eu lieu au cours des derniers 25 à 35 ka. Cependant, le surplomb minimal est de 100 m, le surplomb maximal de 400 m, il faut envisager que cet élément ne peut expliquer à lui seul de telle hauteur de chute. Une hypothèse moins drastique serait d'expliquer cette hauteur de chute par une différence d'activité en les canyons cantabriques et le canyon de Capbreton. Bien qu'actifs, mais en moindre mesure que le canyon de Capbreton, les canyons cantabriques ne pourraient atteindre le niveau d'incision du canyon de Capbreton.

1.4. Le canyon de Torrelavega : quelle contribution ?

Situés sur le Banc Le Danois, les canyons de Lastres et Llanes ont leur tête très proche de la côte (<5 km ; Figure 1 Note 2). Ces canyons semblent en connexion avec les bassins versants en haut comme en bas niveau marin. Ils convergent par la suite pour former le canyon de Torrelavega. Peu de données sont disponibles sur ce canyon. Néanmoins, les relevés bathymétriques de la terminaison du canyon de Torrelavega suggèrent que ce canyon, et donc ses canyons tributaires et leurs bassins

⁴ Pas de fleuve majeur référencé. Si réseau hydrographique il y a, il ne prend pas sa source dans les monts Cantabriques.

versants associés, sont des contributeurs non négligeables dans l'apport de matériel détritique dans le domaine profond du sud du Golfe de Gascogne.

Large de 9 km, le canyon de Torrelavega se développe parallèlement au canyon de Santander (Figure 138). Ce canyon présente une section en V dissymétrique avec un flanc ouest plus doux, incliné vers l'est (Figure 138). Le thalweg du canyon de Torrelavega est confiné au pied de l'éperon de Santander et n'est pas bordé de terrasse. L'exutoire du canyon de Torrelavega se situe 200 m plus bas que l'exutoire de Santander.

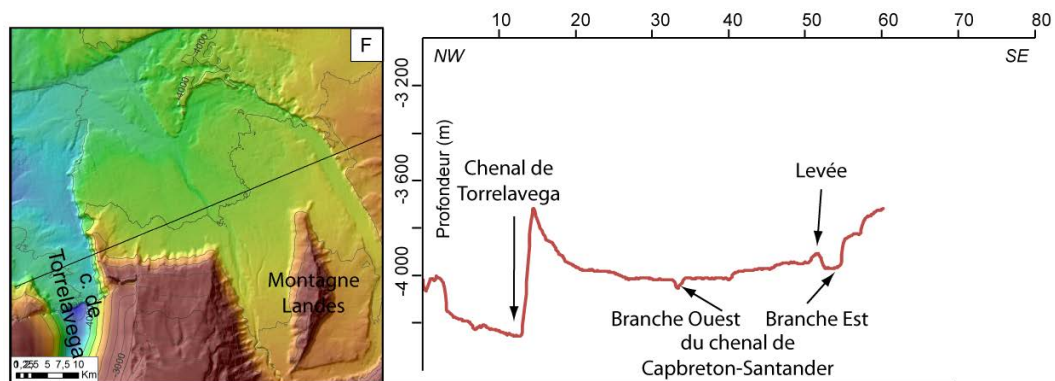


Figure 138 : Coupe morphobathymétrique de la terminaison du chenal de Torrelavega.

Sur une coupe bathymétrique perpendiculaire à la direction du système turbiditique du Cap-Ferret, il apparaît que le chenal du Cap-Ferret est étroit au nord du mont Jovellanos (Figure 139). Du fait de l'identification d'un axe chenalisé (chenal de Torrelavega) au sud du mont Jovellanos, l'existence d'une réelle confluence avec les apports en provenance du canyon de Torrelavega est hypothétique. Il y aurait surcreusement du fait d'une section d'écoulement plus étroite et initiation d'un axe chenalisé au sud du mont Jovellanos. La position du chenal de Torrelavega, topographiquement plus bas que celui du chenal du Cap-Ferret et de Capbreton-Santander, suggère l'existence d'écoulements au sud du Mont Jovellanos. Les écoulements en provenance de ce canyon pourraient être parfaitement indépendants : faudrait-il parler d'un système turbiditique de Torrelavega ? Les données disponibles ne permettent pas de statuer sur la question mais celle-ci mérite d'être soulevée. En effet, des courants turbiditiques d'ampleur impacteraient fortement la dynamique sédimentaire de la partie distale (chenal-levée et CLTZ) du système turbiditique du Cap-Ferret.

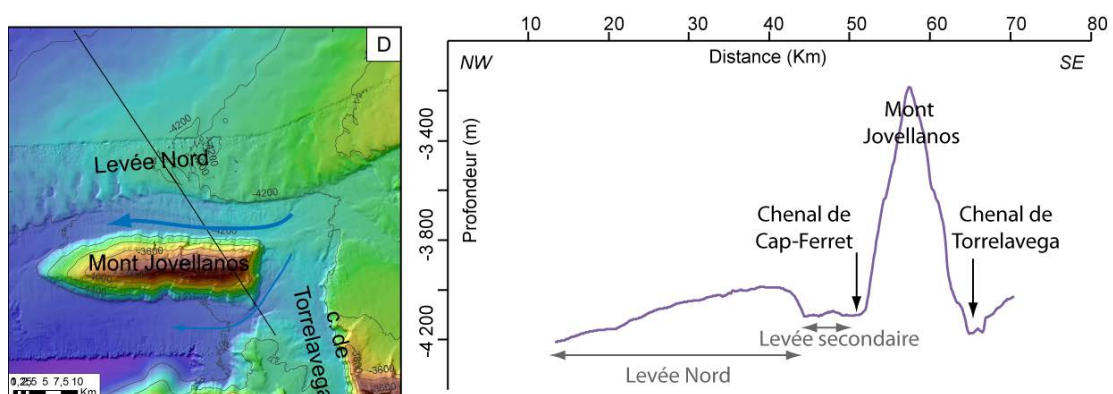


Figure 139 : Coupe morphobathymétrique transverses au complexe chenal-levée du Cap-Ferret. La morphologie du fond marin au sud du mont Jovellanos suggère fortement l'existence d'écoulements chenalisés.

2. Le système turbiditique de Capbreton, un nouveau regard

2.1. La déconnexion de la tête du canyon avec l'Adour a-t-elle un impact sur l'activité sédimentaire ?

Longtemps, le fleuve Adour a été considéré comme la seule source d'apport en matériel détritique au système turbiditique de Capbreton (Klingebiel et Legigan, 1978). Or l'embouchure du fleuve a fréquemment changé de position. Au début du XIV^{ème} siècle, suite à des événements climatiques intenses, l'embouchure de l'Adour migre de Capbreton au Vieux Boucau. Au XVI^{ème} siècle, l'Homme décide de déplacer le cours de l'Adour lors de « grands travaux » afin de donner un port à Bayonne (Klingebiel et Legigan, 1978). De ces déplacements, nombre d'interrogations sont nées quant à l'activité sédimentaire récente du canyon de Capbreton. Les travaux des années 2000 ont montré qu'une activité turbiditique s'enregistrait sur les terrasses du canyon de Capbreton au cours des derniers 2 500 ans (Gaudin *et al.*, 2006). Concernant des événements plus récents, Mulder *et al.* (2001b) rapportent des dépôts turbiditiques en lien avec la tempête Martin (Décembre 1999). Il est alors proposé une activité sédimentaire dominée par des écoulements gravitaires dans l'amont de canyon. Des phénomènes climatiques majeurs, en particulier les tempêtes majeures de récurrence décennale, sont mis en avant comme processus déclencheur de ces écoulements gravitaires. Une activité sédimentaire actuelle est donc attestée dans le canyon. Cependant, l'impact direct de la déconnexion d'avec le fleuve d'Adour n'est pas traité, les données disponibles ne permettant pas de retrouver précisément cet événement dans les sédiments superficiels.

Dans cette étude, l'activité sédimentaire du canyon de Capbreton a été étudiée à l'aide de huit carottes sédimentaires prélevées sur les terrasses bordant le thalweg (Chapitre 5 Partie 1.2.). En fonction de la position du site de prélèvement par rapport à la tête du canyon et de l'élévation de ce site par rapport au thalweg, les prélèvements sédimentaires couvrent différentes périodes de temps. Les dépôts superficiels de terrasses proches du thalweg et distantes de 70 km de la tête du canyon (Chapitre 5 Partie 1.2.2.) se révèlent particulièrement intéressants pour discuter d'un éventuel impact de la déconnexion avec le fleuve Adour.

Sur la terrasse la plus basse, les 17 m de dépôts prélevés couvrent les 500 derniers ans. Sur la terrasse moyenne, les 18 m de dépôts prélevés couvrent les derniers 2 000 ans. Ceci représente respectivement des taux de sédimentation moyen de 3 cm/an et 1 cm/an. Cette résolution permettrait théoriquement d'identifier un changement (de lithologie, de faciès, de taux de sédimentation, de granulométrie...) lié à la déconnexion d'avec l'Adour. Les taux de sédimentation pré-cités ont été calculés à partir de deux méthodes. Pour les dépôts du dernier siècle, sur les deux sites de prélèvement, le taux de sédimentation est estimé à partir de mesures du plomb en excès ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$). Pour les dépôts de la terrasse basse, un taux de sédimentation est également calculé pour l'intervalle de temps 1139-1454 ap. J.-C.⁵. La haute cohérence entre les deux méthodes d'analyses (1,2 cm/an pour le $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, 1,0 cm/an pour ^{14}C) sur la terrasse moyenne suggère que le taux de sédimentation peut être considéré constant sur l'ensemble du prélèvement. L'écart de 0,2 cm/an entre dans la marge d'erreur des mesures. Sur la terrasse basse, le taux de sédimentation est en conséquence également considéré constant, les dépôts turbiditiques ayant une épaisseur et une granularité constante sur l'ensemble du prélèvement. Ces analyses ne présentent donc pas

⁵ Datations ^{14}C à 496 ± 30 cal. yrs. BP et 811 ± 30 cal. yrs. BP converties en âge calendaire avec le programme de calibration Calib.6.0.1.

d'évidence d'un changement des taux de sédimentation au cœur du canyon de Capbreton du fait de la déconnection d'avec le fleuve Adour.

Une autre variable a été analysée : la composition chimique des dépôts à travers les résultats de fluorescence-X. Dans la terrasse basse, une vingtaine de centimètres au-dessus de la datation à 1454 ap. J.-C., le rapport Ti/Ca diminue (Figure 7 Note 1). Le Ti étant quasi-constant, une diminution du rapport Ti/Ca traduit une augmentation de la fraction carbonatée au cours des derniers siècles. Compte-tenu de la fréquence des dépôts turbiditiques sur ces terrasses (1 événement par an), les variations de proportions en Ca peuvent difficilement être dépendantes des flux pélagiques. Dans le canyon du Cap-Ferret, de telles hausses en Ca ont été identifiées et interprétées comme des augmentations des sédiments terrigènes (Cremer *et al.*, 1999). Étonnamment, la déconnexion avec le fleuve Adour pourrait donc se traduire par une augmentation de l'apport en matériel détritique. La forme anguleuse des grains carbonatés et la covariance avec le signal de Zr (porté par les grains de quartz ; Rohtwell *et al.*, 2006) au sein de séquences turbiditiques (évolution en dents de scie avec une hausse brutale à la base des turbidites suivie d'une diminution progressive) sont des arguments supportant cette hypothèse. Les eaux du bassin versant de l'Adour drainent dans les Pyrénées des roches carbonatées (Figure 9 Note 1) pouvant être la source de ces particules détritiques carbonatées. Avant la déconnexion, le matériel était délivré directement à la tête du canyon de Capbreton. Actuellement, il y a quinze kilomètres de distance entre l'embouchure et la tête du canyon. Néanmoins, du fait de décharge solide relativement élevée ($0,25 \text{ Mt.an}^{-1}$; Maneux *et al.*, 1999), le panache de l'Adour n'est pas entièrement repris par la dérive littorale. Il l'a contournée même, générant ainsi une plume dirigée vers le Nord par les courants marins plus éloignés de la côte (Petus *et al.*, 2010). Une partie du matériel détritique est ainsi ramené en direction de la tête de Capbreton, ce qui pourrait limiter l'impact de la déconnexion du canyon avec son fleuve source.

2.2. Le canyon de Capbreton, un piège pour les sédiments holocènes

Du fait de la dernière hausse du niveau marin au cours de l'Holocène, le canyon de Cap-Ferret a été déconnecté de tout apport en matériel détritique en provenance du continent (Cremer, 1983). Cette hausse du niveau marin a également ennoyé le plateau continental des marges Celtique et Armoricaire, déconnectant leurs systèmes turbiditiques de leurs sources. La position particulière de la tête du canyon de Capbreton, proche du trait de côte, a à l'inverse permis de maintenir le lien source continentale – système turbiditique. Le canyon de Capbreton n'est pas le seul à posséder cette caractéristique. En effet, au large du Portugal, les canyons de Nazaré et Setubal ont également préservé une activité sédimentaire au cours de l'Holocène (Arzola *et al.*, 2008 ; Masson *et al.*, 2011). Le canyon de Nazaré en particulier présente de fortes similitudes avec le canyon de Capbreton, ses terrasses étant interprétées comme des levées confinées dont le taux de sédimentation moyen est de $1,4 \text{ cm/an}$ (Masson *et al.*, 2011). Ce taux est tout à fait comparable à celui des terrasses du canyon de Capbreton ($1,0$ à $1,2 \text{ cm/an}$), également interprétées comme des levées confinées. Comme dans cette étude sur le canyon de Capbreton, les taux de sédimentation sur les terrasses du canyon de Nazaré sont mesurés au cours des derniers 1 000 ans et généralisés à l'ensemble de l'Holocène. Les forts taux de sédimentation sur les terrasses et la potentielle faible durée de vie de ces terrasses (voir pour le canyon de Capbreton Note 1 Partie 5.5) rend complexe un prélèvement continu de l'ensemble des sédiments holocènes.

Dans le canyon de Capbreton, ce prélèvement a été possible sur une terrasse élevée de plus 225 m au-dessus du thalweg (voir Chapitre 5 1.2.2.). Cette terrasse a été préservée des écoulements

turbiditique du fait de sa hauteur, les écoulements ne dépassant théoriquement pas 180 m d'amplitude verticale dans le canyon selon les modélisations numériques de Salles *et al.* (2008). Le processus proposé pour gouverner la sédimentation sur cette terrasse est la décantation de nuages néphéloïdes, eux-mêmes alimenté par les panaches turbides (voir Figure 10 Note 1 pour le détail de l'organisation verticale des processus sédimentaires dans le canyon de Capbreton). La granularité et la composition chimiques constantes des sédiments sur cette terrasse, ainsi que la bonne continuité du faciès sédimentaire, la forte bioturbation et l'absence de structure sédimentaire particulière, attestent d'un dépôt continu. A partir de huit datations ^{14}C , il est établi que le prélèvement couvre l'ensemble de l'Holocène avec un taux de sédimentation moyen de 0,17 cm/an. Ainsi, bien qu'il existe un facteur 10 entre les taux de sédimentation des terrasses de basses ou de haute élévation, le canyon de Capbreton constitue bien un dépôt centre pour les sédiments holocènes dans le golfe de Gascogne.

Enfin, les dépôts holocènes de la terrasse haute ont été corrélés à ceux des sédiments holocènes de la cicatrice de glissement (Figure 140). La corrélation s'est effectuée à partir des études micro-faunistiques réalisées sur des carottes de cette étude (Chapitre 5, Partie 1.2.2. PP10-07 et Partie 2.2 PP10-14) et sur des données de la littérature (Mojtahid *et al.*, 2013), toutes possédant un modèle d'âge établi à partir de datation ^{14}C . Les faunes montrent des variations de proportions sensiblement identiques dans le cœur du canyon de Capbreton et sur son flanc Nord, la dilatation de l'épaisseur des dépôts permettant même d'obtenir une meilleure résolution de ces variations. Mojtahid *et al.* (2013) interprètent ces variations de représentation des espèces sur le fond de la cicatrice de glissement comme le reflet de forçages globaux (dépendant des paramètres orbitaux) et régionaux (variation de la NAO), indiquant qu'ils sont en accord avec la littérature concernant la variabilité climatique de l'Atlantique Nord et de la péninsule Ibérique. L'excellente préservation des dépôts sur la terrasse haute permet donc de mettre en évidence que la sédimentation au sein du canyon de Capbreton réagit rapidement aux variations climatiques régionales au cours de l'Holocène.

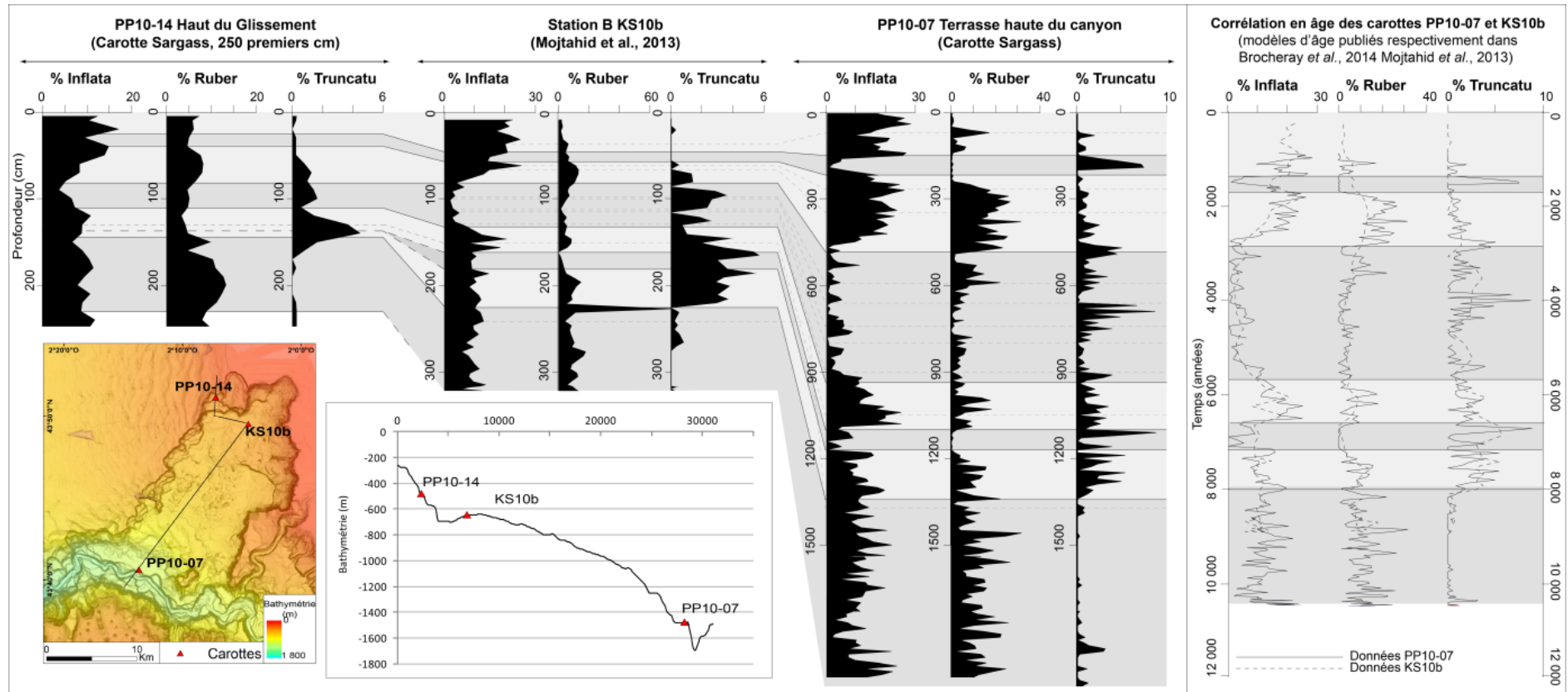


Figure 140 : Corrélation des prélèvements holocène en bordure et sur les terrasses du canyon de Capbreton. La variation rapide des proportions en micro-faunes montrent que le signal climatique a une répercussion rapide au sein même du cœur du canyon.

2.3. Le canyon de Santander : quel rôle au sein du système turbiditique de Capbreton ?

Peu d'informations existent dans la littérature concernant le canyon de Santander. Lors de la reconnaissance du système turbiditique du Cap-Ferret dans les années 80, seule l'extrémité du canyon de Santander a été imagée (Cremer, 1983 ; Nely *et al.*, 1985). Le système est supposé alors en parfaite continuité avec le canyon de Capbreton. Sa division en une branche Est et Ouest est identifiée. La branche Est est alors interprétée comme en comblement et inactive. Les travaux d'Ercilla *et al.* (2008) nuancent ce point de vue mais ne s'appuient que sur deux profils sismiques issus d'une campagne d'exploration de la marge Cantabrique. Enfin, les nouveaux travaux sur la structure profonde du sud du Golfe de Gascogne (Roca *et al.*, 2011) ont permis de montrer le fort impact de l'héritage structural sur l'existence du canyon de Santander : celui-ci prend place, résulte même, d'une zone de transfert (décrochante ?) dans le front Nord-Pyrénéen.

Au cours de ce travail, une attention particulière a été apportée au canyon de Santander. L'étude morphologique du canyon de Santander proposée dans ce travail montre qu'il n'est pas en continuité parfaite avec le canyon de Capbreton en termes de dynamique sédimentaire et de morphologie. Après la transition brutale du canyon de Capbreton au canyon de Santander, la morphologie du canyon de Santander s'adoucit, les flancs diminuent en hauteur, l'ouverture du canyon s'accroît. Les terrasses changent de morphologie, passant de petites terrasses étagées individualisées dans le canyon de Capbreton à de longues terrasses étirées continues de part et d'autre du thalweg dans le canyon de Santander. La pente du thalweg s'adoucit de plus en plus. Cette évolution morphologique suggère une transition d'un élément architectural de canyon vers un élément chenal-levée. Enfin, le thalweg se divise en deux branches au Sud de la montagne Landes (Figure 88).

Dans la branche Est, le chenal est incisé et large, bordé par des terrasses ayant une morphologie de levée. Sur ces terrasses, l'activité sédimentaire diffère entre périodes de haut et bas niveau marin. Des écoulements turbiditiques sableux traversent la branche Est au cours de l'évènement de Heinrich 1. Il en va de même au cours du Younger Dryas, bien que les écoulements soient moins grossiers et que seulement quelques turbidites majeures (6 à 7) se déposent au cours de cette période (voir chapitre 5 partie 1.2.3). Au cours de l'Holocène, les dépôts hémipélagiques dominent.

Dans la branche Ouest, le chenal est peu incisé. Le sondeur de sédiments suggère des sédiments grossiers (sableux ?). L'absence de drapage hémipélagique suggère que ces dépôts sont récents. Enfin, une différence d'altitude de 65 m existe entre les deux branches, la branche Est étant la plus haute. Compte-tenu de cette topographie, le postulat de départ est que le remplissage de la branche Est serait le plus ancien. Comme les écoulements suivent *a priori* les bas topographiques, la branche Est a dû être remplie en premier pour enregistrer des évènements gravitaires datant du MIS 2 (Figure 138). Ceci est soutenu par la morphologie du chenal qui est parfaitement continu entre le canyon de Santander (avant division) et la branche Ouest. Il faut donc trouver une explication au changement de direction des écoulements depuis la branche Est vers la branche Ouest.

Le scénario le plus simple est de considérer que la branche Est a été alimentée prioritairement jusqu'à atteindre une élévation trop grande. A terme, cette élévation empêcherait la continuité des écoulements dans la branche Est. A la faveur d'un processus d'avulsion, les

écoulements seraient réorientés dans la branche Ouest. Ceci ressemble à une évolution classique d'un complexe chenal-levée.

Il reste néanmoins à comprendre pourquoi les écoulements ont été canalisés à l'origine dans la branche Est, plus élevée et désaxée par rapport à l'axe du canyon de Santander alors que la branche Ouest se situe elle dans la continuité. La force Coriolis dévie les écoulements vers la droite dans l'hémisphère Nord. Cependant elle ne peut à elle seule expliquer une structure aussi bien canalisée et organisée que celle de la branche Est. L'analyse géomorphologique de ce secteur montre des directions d'orientation préférentielles des structures qui pourraient suggérer un couloir de failles (Figure 141). Une famille de faille à N35 peut être identifiée simple analyse géomorphologique, ainsi que sa famille conjuguée à N155. Ces directions sont en adéquation avec les directions des accidents cassants cartographiés à terre (Figure 141). Ces failles partitionneraient le canyon de Santander en plusieurs tronçons, contrôlant ainsi la morphologie du chenal et l'orientation des écoulements. La canalisation des écoulements gravitaires dans la branche Est plutôt que dans la branche Ouest pourrait trouver son origine dans l'existence d'un verrou structural qui isolait la branche Ouest. Si un tel verrou structural existait, un processus de migration de levée tel que proposé ci-avant pourrait être un forçage complémentaire mais non prépondérant.

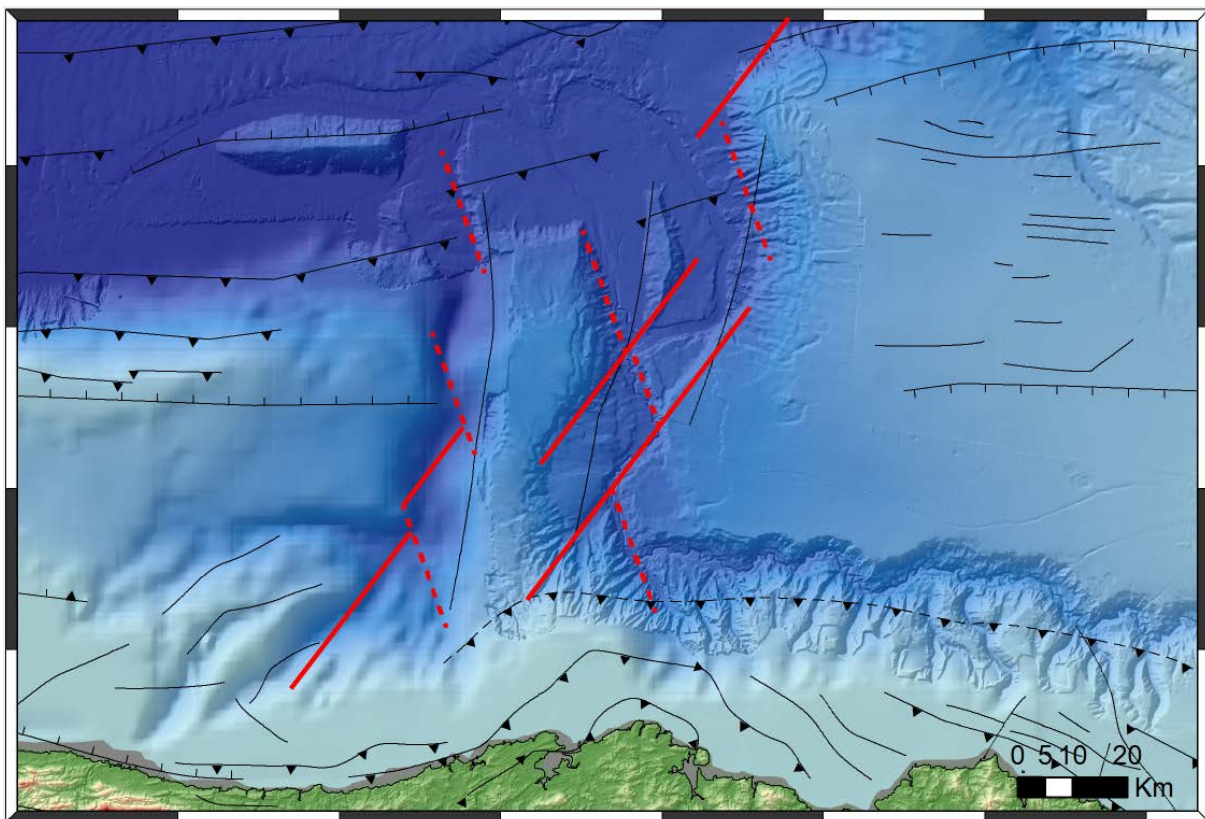


Figure 141 : Analyse géomorphologique à partir d'une bathymétrie ombrée des grands traits structuraux du canyon de Santander. Le front de chevauchement Nord-Pyrénéen se situe dans le canyon de Capbreton et au pied du Banc Le Danois (position selon Roca *et al.*, 2011). Le canyon de Santander est interprété comme une zone de transfert (dérochant ?) entre ces deux parties du front Nord-Pyrénéen. Deux familles de failles y apparaissent : les failles à N35 (en rouge) et leurs conjuguées à N155(en rouge pointillé). Elles sont cohérentes avec les directions structurales des accidents cassants identifiés le long du trait de côte.

Parallèlement à cette migration des écoulements, un changement dans la nature des dépôts intervient. En effet, la branche Est présente une morphologie de levée, absente de la branche Ouest

qui a plutôt une morphologie de lobe. Ce changement dans la dynamique sédimentaire peut refléter des variations eustatiques. Une première hypothèse est de considérer que l'apport en particules grossières dans les systèmes turbiditiques est favorisé lors des bas niveaux eustatiques. Les dépôts grossiers de la branche Ouest ne seraient donc pas actuels mais viendraient plus probablement d'apports détritiques au cours du MIS 2. L'absence d'hémipélagite pourrait s'expliquer par exemple par des courants qui transiteraient dans le canyon de Santander, en by-pass, empêchant les processus de décantation. Transporter du matériel grossier réclame des écoulements plus énergétiques : un déficit en énergie dans le système pourrait entraîner un dépôt rapide des particules grossières. Des écoulements hybrides pourraient même être proposés. Ceci semble toutefois peu probable, les systèmes turbiditiques ayant plutôt des écoulements plus énergétiques lors des bas niveaux marins.

La seconde hypothèse est d'admettre que les sédiments grossiers de la branche Ouest sont actuels. Ils traduiraient alors des dépôts en masse en contexte de haut niveau marin relatif. Ceci équivaut à dire que la branche Ouest, voir le canyon de Santander, jouerait le rôle d'un lobe pour le système turbiditique de Capbreton-Santander en haut niveau marin. En bas niveau marin, indépendamment de la réorientation des écoulements, ce même canyon jouerait le rôle de complexe chenal-levée pour le système turbiditique de Capbreton. Ainsi, une hausse du niveau marin relatif à l'échelle régionale se traduirait par une migration vers l'amont des zones de dépôts distaux. Ceci serait par ailleurs cohérent avec la dynamique sédimentaire des terrasses du canyon de Capbreton qui présentent actuellement des caractéristiques de levées en domaine confiné. Ce type de fonctionnement est celui décrit sur la marge Nord-Gascogne pour les systèmes turbiditiques Celtique (Zaragosi *et al.*, 2000) et Armoricaïn (Zaragosi *et al.*, 2001).

2.4. Dynamique sédimentaire du système turbiditique de Capbreton : quels contrôles ?

Les analyses sédimentologiques dans le canyon de Capbreton ont été réalisées dans trois zones distinctes. La première permet d'imager la dynamique sédimentaire en amont du canyon de Capbreton, la deuxième plus en aval, la troisième après la confluence avec le canyon de Santander.

Dans la partie amont du canyon de Capbreton, les prélèvements permettent de proposer un modèle de fonctionnement local pour l'Holocène. La présence de dépôts sableux au cœur du thalweg atteste de son activité récente (voir chapitre 5, partie 1.). Les terrasses sont soumises à l'arrivée d'écoulements turbiditiques silto-argileux ainsi qu'à des déstabilisations ponctuelles des flancs du canyon. L'élévation des terrasses par rapport au thalweg dirigerait la sédimentation. En effet, à élévation égale, les terrasses en rive droite et gauche présentent des faciès sédimentaires identiques. Le contrôle exercé sur la zone est auto-cyclique (voir Chapitre 5 partie 1.2.1 et Figure 76).

Dans la partie aval du canyon de Capbreton, les prélèvements imposent également de se limiter à l'étude du fonctionnement Holocène. De nouveau, des dépôts sableux dans le cœur du thalweg attestent de son activité récente. Cette activité peut même être qualifiée d'intense puisque les terrasses préservent des dépôts turbiditiques d'écoulement récurrents à une fréquence d'un par an. L'élévation des terrasses au-dessus du thalweg y apparaît clairement comme le processus contrôlant la sédimentation. Les terrasses présentent des dépôts granodécroissants (stratodécroissant pour certaines). Plus la terrasse s'élève, moins elle est affectée par les écoulements turbulents, plus la granularité des dépôts diminue. Au plus près du thalweg, les faciès sédimentaires

sont plus grossiers. Plus la terrasse s'élève, plus elle s'éloigne du cœur de l'écoulement turbulent et donc moins elle reçoit de matériel grossier. Le contrôle exercé sur la zone est également auto-cyclique (voir Chapitre 5 partie 1.2.2. et Note 1 Figure 10).

Dans le canyon de Santander, les prélèvements permettent de remonter jusqu'à l'évènement de Heinrich 1 (± 18 ka). Celui-ci n'est cependant pas prélevé en entier. De plus, la forte bioturbation des sédiments empêche de proposer des fréquences pour les écoulements turbiditiques qui affectent la zone. Bien que moins prononcée que dans le canyon de Capbreton, les dépôts de la terrasse du canyon de Santander ont une légère tendance à la granodécroissance, suggérant à nouveau un contrôle auto-cyclique des terrasses. Lors du Younger Dryas ($\pm 7\,500$ ans) et de l'évènement de Heinrich 1, les turbidites ont des bases sableuses. Lors du Bølling-Allerød (entre le Younger Dryas et H1) et de l'Holocène, les turbidites ont des bases plus fines, silto-argileuses. Ceci montre donc une intensification des apports détritiques grossiers au cours des périodes froides associées à des baisses du niveau marin relatif. Il semble donc que la terminaison de l'ensemble Capbreton-Santander soit soumise à un contrôle glacio-eustatique primant sur le contrôle auto-cyclique.

Le taux de sédimentation holocène sur les terrasses du canyon de Santander est de 32 cm / 1 000 ans. Ce taux est 100 fois inférieur à celui de la terrasse la plus basse étudiée à l'aval du canyon de Capbreton, établi pour les 500 dernières années (Figure 142). Il est 30 fois inférieur à celui de la terrasse de moyenne élévation, établi pour les derniers 2 000 ans. Et enfin, il est 5 fois inférieur à celui de la plus haute terrasse, établi pour l'ensemble de l'Holocène. Ceci montre qu'au cours de l'Holocène, l'essentiel des dépôts sont piégés dans le cœur du canyon de Capbreton, ce qui fait de ce dernier un dépôt centre majeur. Le contrôle glacio-eustatique qui s'exerce sur le canyon de Capbreton-Santander est également mis en évidence. En effet, les périodes de haut niveau marin paraissent favoriser un stockage du matériel détritique dans le canyon de Capbreton alors que les périodes de bas niveau marin favorisent le transport de ce matériel jusqu'à la zone de chenal-levée du système turbiditique de Capbreton. En période de haut niveau, les terrasses du canyon de Capbreton ont un rôle de levées confinées qui est très probablement moins important lors des phases de bas niveau marin.

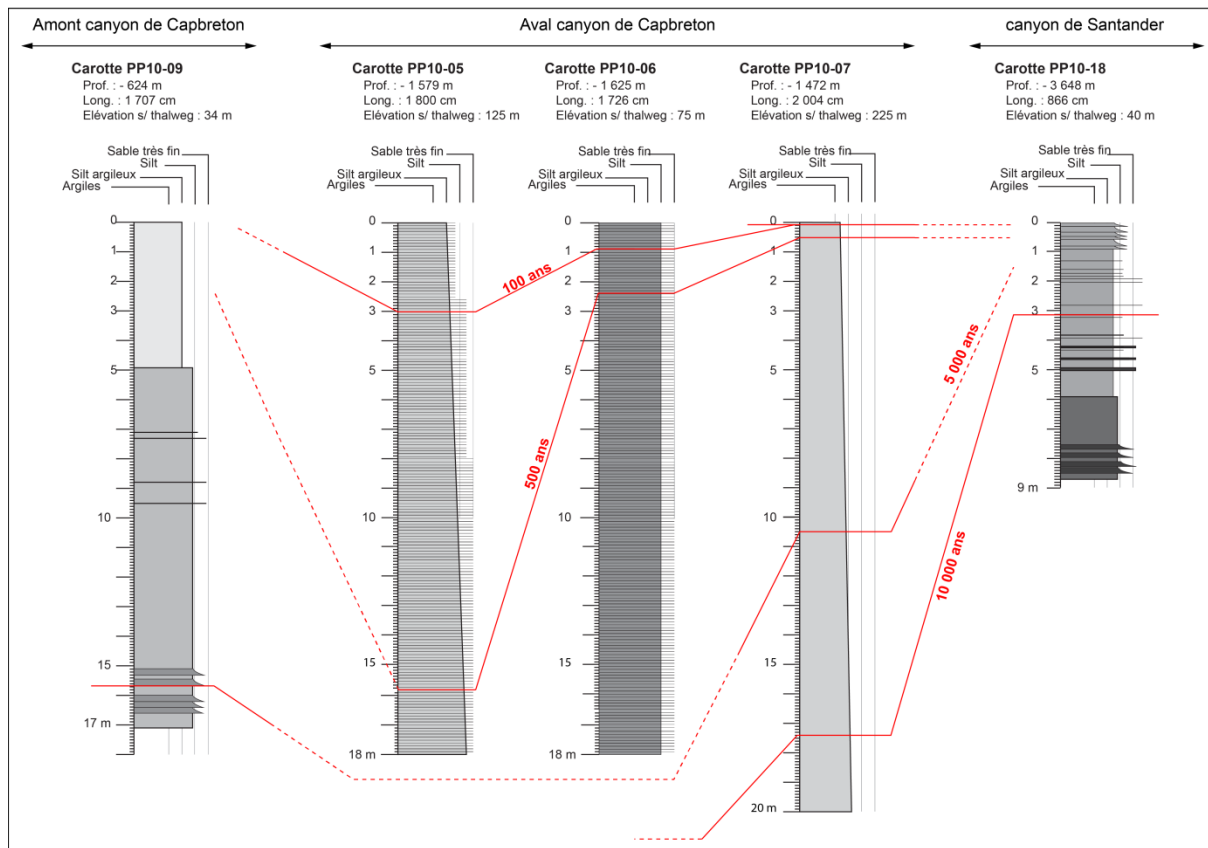


Figure 142 : Corrélation des carottes prélevées dans le système turbiditique de Capbreton. Prélevées en trois points distincts (amont, aval et terminaison), leur corrélation permet de visualiser à l'échelle du système les différences dans la préservation des dépôts holocènes sur les terrasses en fonction de l'éloignement par rapport à la tête du canyon de Capbreton. La figure 10 de la Note 1 permet quant à elle de visualiser ces différences à l'échelle locale, en fonction de l'élévation des terrasses.

Il semble donc que le système turbiditique de Capbreton soit soumis à différents contrôles, s'exerçant de diverses manières :

- Un **contrôle structural** qui définit, d'une part, la morphologie actuelle du canyon Capbreton-Santander. Le canyon de Capbreton voit sa position contrainte par le front de chevauchement Nord-Pyrénéen qui est certainement le forçage principal à l'origine de l'encaissement important du canyon. Le canyon de Santander est lui contraint par l'existence d'une zone de transfert dans ce front de chevauchement qui est à l'origine de l'amortissement du relief. D'autre part, ce contrôle pourrait également régir le passage des écoulements de la branche Est à la Branche Ouest. Ces changements d'orientation des écoulements influent sur l'existence d'une zone chenal-levée et/ou d'un lobe pour le système turbiditique de Capbreton au sein du canyon de Santander.
- Un **contrôle auto-cyclique** qui rythme la dynamique des terrasses du canyon de Capbreton : les faciès sédimentaires sont dépendants de l'élévation des terrasses.
- Un **forçage glacio-eustatique** : les terrasses du canyon de Santander montre que l'activité sédimentaire fluctue en fonction des périodes de bas et haut niveau marin, et cela malgré une connexion permanente de la tête du canyon de Capbreton au trait de côte.

3. Le système turbiditique du Cap-Ferret : nouvelles avancées dans la compréhension des systèmes turbiditiques

3.1. Complexe chenal-levée du système turbiditique du Cap-Ferret : la levée sud, la mal-aimée

Le système turbiditique du Cap-Ferret a historiquement été décrit comme un système avec une levée droite, la levée Nord, hyper-développée (Cremer 1983), sans discussion sur l'architecture sédimentaire de la rive Sud. L'analyse des données de sub-surface révèle plusieurs éléments sur le complexe chenal-levée du Cap-Ferret :

- Au débouché du canyon du Cap-Ferret, les données géophysiques de subsurface ont permis de mettre en évidence un chenal amont et un chenal aval. Ils sont séparés l'un de l'autre par un patch de sédiments lités révélés au sondeur de sédiments (échofaciès lité I.4 et faciès d'imagerie marbré M1). Ce patch est interprété comme le résultat de dépôts turbiditiques par débordement et fait donc partie intégrante de la levée Nord. Il correspondrait à une zone plus favorable à la migration de la levée. De plus, il semble intersecter le chenal du Cap-Ferret, créant un chenal « amont » et un chenal « aval » séparé. Une hypothèse pour expliquer que la levée Nord migrerait localement, et très en amont du complexe chenal-levée, serait de proposer une réduction des apports et un raccourcissement du transport des particules détritiques qui entraînerait une migration vers l'amont des zones de dépôts.
- Il existe de dépôts lités sur la rive Sud du chenal aval Cap-Ferret (Figure 143). La réflectivité de ces dépôts n'est ni homogène ni bien structurée en "bandes" contrairement à celle de la levée Nord (Figure 143). Elle semble plutôt faite de juxtapositions de plages de réflectivité de gammes variables aux contours diffus. Ces plages dessinent de petites morphologies arquées vers l'aval interprétées comme des *sediment waves* de petite envergure (Figure 143). La rive Sud des chenaux de Cap-Ferret apparaît alors comme une petite levée de faible amplitude verticale, mal développée. Son amplitude verticale est clairement inférieure à celle de la levée Nord. Cette différence de développement est certainement à imputer à la force Coriolis qui dévie les écoulements, donc les dépôts, vers la levée Nord.

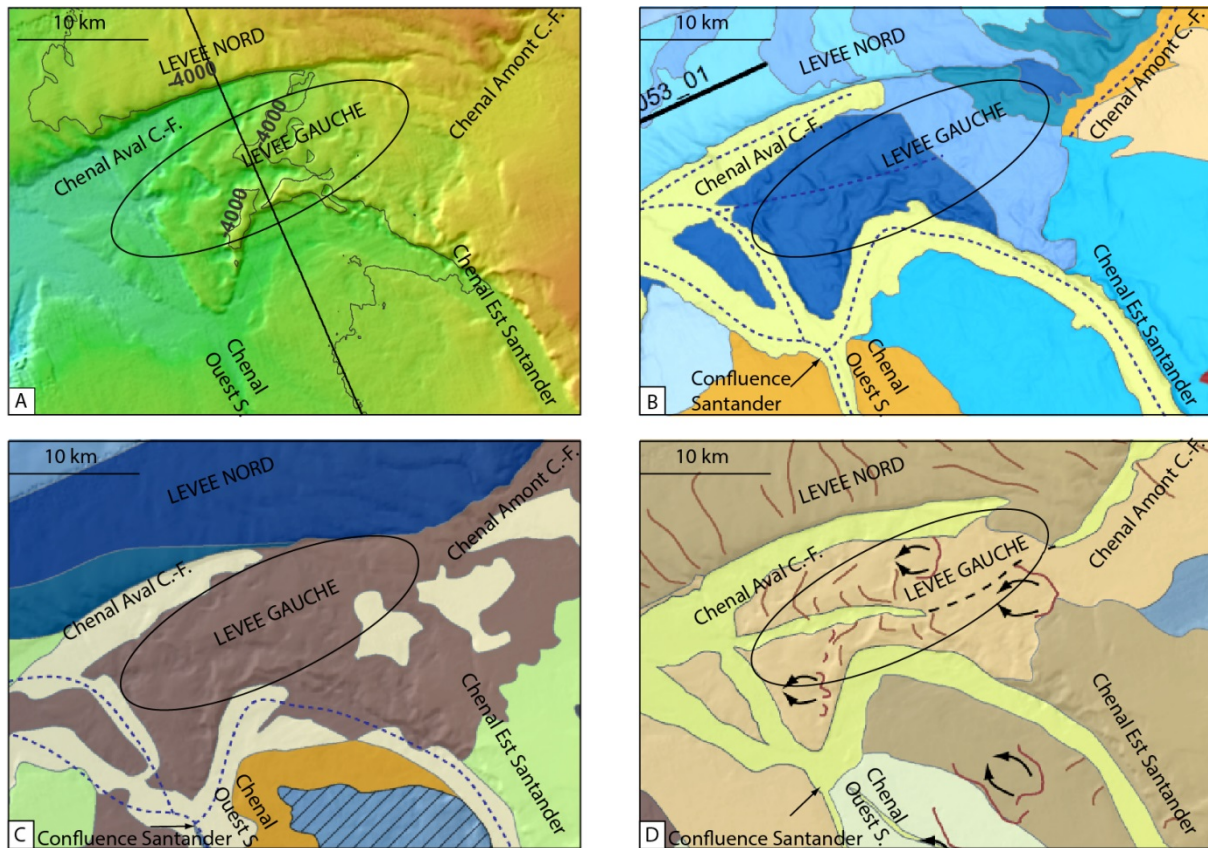


Figure 143 : Zoom centrée sur la levée Gauche du chenal du Cap-Ferret. A : Carte bathymétrique ombrée. B : Carte des écho-faciès. C : carte de segmentation d'imagerie. D : Carte de synthèse de l'architecture de la zone de confluence. Pour les légendes, se référer aux figures non zoomées, soit à Figure 123 pour les écho-faciès et la Figure 125 pour la segmentation d'imagerie.

3.2. La zone de transition chenal-lobe du Cap-Ferret : les scours et leur incidence dans les modèles de systèmes turbiditiques

La zone de transition chenal-lobe (CLTZ) du système turbiditiques du Cap-Ferret a révélé des structures appelées *scours* qui n'avaient jamais été imagées à si fine échelle (Voir Note 2 pour les détails morphologiques de ces structures). Les scours sont des structures communes des CLTZ (Palanquez *et al.*, 1995 ; Morris *et al.*, 1998 ; Wynn *et al.*, 2002 ; Bonnel *et al.*, 2005 ; MacDonald *et al.*, 2011). En effet, la CLTZ est caractérisée par un changement de pente et un déconfinement des écoulements turbulents. En conséquence, les écoulements connaissent un changement d'état appelé ressaut hydraulique (Kolmar 1971). Ce ressaut hydraulique induit une augmentation de la turbulence du courant. Cette dernière redonne de l'énergie au courant et lui redonne une capacité érosive à l'origine des traces d'affouillement (*scours*).

Dans le cas du système turbiditique du Cap-Ferret, le passage de l'élément chenal-levée à la CLTZ s'amorce à l'Ouest du mont Jovellanos (Figure 2 Note 2 ; Figure 144). Le mont Jovellanos, un haut fond structural hérité, permet la canalisation des écoulements en provenance du Cap-Ferret entre la haute levée Nord et lui. La terminaison Ouest du mont Jovellanos entraîne donc un déconfinement des écoulements. Elle s'associe de plus à une légère diminution de pente. Selon les critères fixés par Komar (1971), la zone a donc le potentiel de générer un ressaut hydraulique à l'origine de scours. Ceci expliquerait donc la présence des scours du Cap-Ferret.

Un autre processus a été évoqué pour la genèse des scours : les *cyclic steps* (Fildani *et al.*, 2006). Les *cyclic steps* ont été décrits comme des séries de marches migrant doucement vers l'amont où chaque marche comprend d'une zone d'écoulement supercritique chutant brutalement et terminée par un ressaut hydraulique (Parker, 1996). Les *cyclic steps* n'ont été que récemment reconnus en domaine sous-marins puisque ce sont les modélisations numériques de Kostic et Parker (2006) qui ont permis l'interprétation en tant que *cyclic steps* de la succession de *sediment waves* et *scours* du système de Monterey (Fildani *et al.*, 2006). Kostic (2011) définit les *cyclic steps* sous-marins comme « une classe de *sediment waves* formées par un transport en suspension, d'origine turbiditique, de grande échelle et migrant vers le haut de pente » et précise que les écoulements de type *cyclic steps* peuvent être net-érosif (générant les scours) ou net-dépositionnel (générant les *sediment waves*).

Ces processus de *cyclic step* permettent porter un autre regard sur les scours du système turbiditique du Cap-Ferret. Cette explication est notamment intéressante du fait de la position particulière des scours du Cap-Ferret. Ils ne se situent pas dans l'axe du chenal mais sur la levée Nord, au pied de *sediment waves*. Les scours sont alignés. Cet alignement pourrait traduire une succession de changements de régime (subcritique à supercritique) qui ferait passer l'écoulement en des phases successives érosives et dépositionnelles, provoquant la formation des *scours* et des *sediment waves*. Cette explication est retenue pour expliquer le train de *scours* développé à la rupture d'un méandre dans le système turbiditique de Monterey (Fildani *et al.*, 2006 ; Figure 17).

Enfin, une dernière configuration permettant l'apparition de scours peut être évoquée. Au large de l'Algérie, dans le système de Kramis, des scours sont également développés en train sur la levée et se situent au pied de *sediment waves* (Babonneau *et al.*, 2012 ; Figure 18). Les processus de *cyclic steps* sont également supposés être à l'origine des scours. Cependant, les *cyclic steps* ne seraient pas générés par un changement de pente ou un déconfinement des écoulements mais par une arrivée d'écoulements transverses en provenance du canyon de Khadra (Babonneau *et al.*, 2012). Dans le cas du système turbiditique du Cap-Ferret, des écoulements latéraux en provenance de la marge Cantabrique au sud du Mont Jovellanos sont très probables. Ces écoulements sont supposés être essentiellement en provenance du canyon de Torrelavega (cf partie 1.4 de ce chapitre). Une partition des écoulements en provenance du Cap-Ferret est également envisageable. L'ensemble des écoulements de Cap-Ferret ne transiterait donc pas nécessairement par le Nord du mont Jovellanos. Des écoulements au sud du Mont Jovellanos pourraient intersecter ceux en provenance du Nord de mont Jovellanos (donc du canyon du Cap-Ferret), surtout en considérant l'angle abrupt que marque le chenal du Cap-Ferret après le Mont Jovellanos. Cette confrontation entre deux directions d'écoulement pourrait, à l'image de ce qui se passe dans le système turbiditique de Kramis, générer des *cyclic steps* et donc les *scours* du Cap-Ferret.

Les scours sont des structures sédimentaires récemment mises en évidence, du moins à cette échelle, dans les systèmes turbiditiques. L'observation de scours dont les dimensions font plus de 2 km dans un système turbiditique moderne est très importante pour la comparaison avec les systèmes fossiles. En effet, compte-tenu de leurs dimensions kilométriques, des scours dans les analogues anciens à l'affleurement pourraient tout à fait être confondus et interprétés comme des chenaux. Ce problème d'échelle explique certainement qu'ils n'aient guère été pris en compte jusqu'à lors dans les modélisations de systèmes turbiditiques. Concernant le système turbiditique du Cap-Ferret, les données de sondeur de sédiment montrent que le fond des scours contient du

matériel plus grossier (sableux ?) que les crêtes des *sediment waves*. Ces informations sont importantes puisqu'elles pourraient avoir des implications sur les modèles industriels réservoirs qui visent les chenaux turbiditiques pour leur potentiel pétrolier. Un corps sableux kilométrique génère une discontinuité au sein des faciès fins argileux des levées. Selon le contexte, cette discontinuité peut être une bonne chose, par exemple en favorisant le contact entre différents corps sableux de type chenaux voir même pour les plus grands en constituant un corps réservoir à eux seuls, ou bien une mauvaise chose, en diminuant par exemple la qualité de la couverture ou en créant des points de fuite épars. Il s'agit donc de structures primordiales dont une étude renforcée est à souhaiter, tant à l'affleurement que dans le domaine marin.

3.3. La dépression de la CLTZ : la zone active du système turbiditique du Cap-Ferret

L'existence d'une zone en dépression dans la CLTZ du Cap-Ferret a été établie à partir de données morphobathymétriques (Figures 2 et 5 Note 2). Cette dépression est coïncée entre l'accumulation de sédiments sur la levée Nord et la morphologie lobée (réflectivité faible, échofaciès sourd) située au pied de la pente du Banc Le Danois (terminaison sud-ouest de la zone d'étude). Cette zone est un bas topographique compris entre deux zones de forte accumulation. Une dépression est généralement une place favorable à la concentration des écoulements. Cette dépression est donc interprétée comme la partie en activité du domaine distal du système turbiditique du Cap-Ferret.

Au sein de cette dépression, deux éléments retiennent l'attention : l'existence de HARs (*High Amplitude Reflectors*) au cœur des chenaux distributaires, indiquant que ces chenaux ne sont pas en incision, et l'existence de faciès transparents distalement à ces HARs, suggérant des dépôts en masse ou bien des dépôts turbiditiques. En l'absence de prélèvement, deux hypothèses sont proposées (Figure 10 Note 2) :

- Les faciès transparents correspondent au nouveau lobe du système de Cap-Ferret et marquent la terminaison du système ;
- Les faciès transparents correspondent à des dépôts en masse liés à des écoulements hybrides. Le scours « géant » marquant l'initiation des chenaux distributaires est le résultat d'un changement d'état des écoulements, le changement de pente permettant de redonner de l'énergie aux écoulements. Ce changement d'état pourrait correspondre à un changement de régime suffisamment important pour générer des écoulements hybrides.

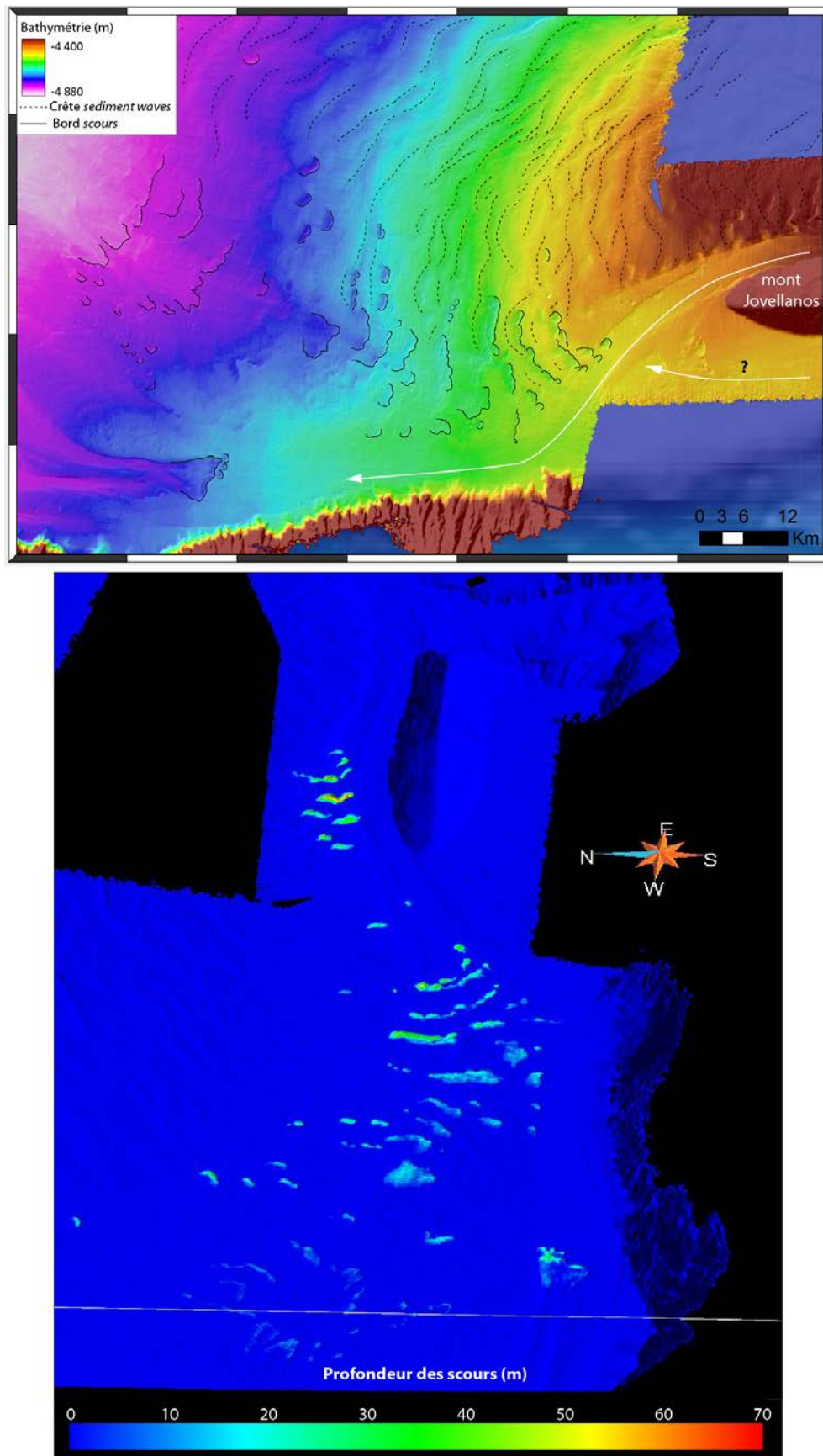


Figure 144 : Zoom sur la CLTZ du Cap-Ferret. En haut : Carte bathymétrique ombrée, les crêtes des *sediment waves* sont soulignées ainsi que les bordures des *scours*. Bas : Cartographie 3D de la profondeur des *scours* (Exagération verticale *2,5).

3.4. Dynamique sédimentaire du système turbiditique du Cap-Ferret : quels contrôles ?

La position du canyon de Cap-Ferret est dépendante de l'héritage structural et est intimement liée au bassin de Parentis (Cremer, 1983 ; Ferrer *et al.*, 2008 ; Roca *et al.*, 2011), un graben résultant du contexte extensif du golfe de Gascogne au Crétacé supérieur (Biteau, 2006).

Dès les années 80, le canyon de Cap-Ferret, ou plus précisément sa dynamique sédimentaire, a été étudié au regard des variations eustatiques et des épisodes de glaciations (Cremer, 1983, Cremer *et al.*, 1985 ; Nely *et al.*, 1985). L'étude de Cremer (1983) met en évidence pour le système du Cap-Ferret une forte activité sédimentaire en contexte de bas niveau marin puis une réduction de l'activité sédimentaire du système turbiditique du Cap-Ferret au cours de la dernière hausse du niveau marin. Si la stratigraphie utilisée, basée sur les glaciations alpines, n'était pas adéquate, les principes de fonctionnement du canyon étaient posés : sa dynamique sédimentaire est gouvernée par les variations glacio-eustatique. Les travaux publiés depuis vont dans ce sens : la quiescence actuelle du canyon, en contexte de haut niveau marin, est attestée (Etcheber *et al.*, 1999 ; Schmidt *et al.*, 2009), résultat logique d'une tête de canyon éloignée de près de 60 km du trait de côte. Il a également été vu au cours de ce travail que les dépôts au cours du MIS 1 sont réduits sur la levée Nord de Cap-Ferret. Après une activité turbiditique très forte au cours de l'évènement d'Heinrich 1, le MIS 1 se compose d'hémipélagites drapantes de faible épaisseur.

Les travaux menés distalement sur la CLTZ (Mezerais, 1991 ; Faugères *et al.*, 1998) ne permettent pas de donner un cadre stratigraphique aux différents corps sédimentaires alors observés. Les données sismiques permettent néanmoins d'établir que la position du complexe chenal-levée n'est pas fixe dans le temps puisque plusieurs phases de migration de la levée sont identifiées (Mezerais, 1991). Ces migrations ont toujours lieu du Nord vers le Sud (Mezerais, 1991). Les migrations de la levée Nord sont dépendantes de la force Coriolis, qui dans l'hémisphère sud favorise les dépôts de débordement en rive droite, de processus d'avulsion et de processus auto-cycliques, le développement de la levée entraînant sa migration progressive. Le contrôle structural s'exerce également dans cette zone puisque la topographie héritée régit les directions d'écoulement. Le mont Jovellanos crée « un conduit étroit » pour les écoulements du Cap-Ferret entre lui et la crête de la levée Nord, favorisant d'autant l'édification verticale d'une haute crête pour cette levée. Le Banc Le Danois, un horst issu de la phase extensive repris en compression au cours du Cénozoïque (Van Rooij *et al.*, 2009), est quant à lui un obstacle, une limite infranchissable, à la migration naturelle de la levée Nord.

Afin qu'il y est plusieurs phases successives de migration Nord-Sud, il faut que le chenal du Cap-Ferret retrouve à moment donné sa position initiale. Ce trajet pour revenir à sa position plus au Nord n'est pas imagé en sismique. Plusieurs hypothèses pourraient expliquer cela. La levée Nord pourrait croître verticalement selon des processus auto-cyclique jusqu'à atteindre un stade limite au-delà duquel le système « romprait » et retournerait à son point d'origine. Une autre hypothèse mettrait en avant un contrôle glacio-eustatique du complexe chenal-levée. Lors des phases de bas niveaux, les apports en matériel détritique sont forts, la levée croît et migre progressivement à la faveur d'écoulements turbiditiques. Lors des phases de haut niveaux, les apports diminuent et l'énergie des écoulements dans le complexe chenal-levée également, générant une réorganisation des dépôts.

Ainsi, le système turbiditique du Cap-Ferret est soumis à un **forçage glacio-eustatique** et à un contrôle structural. Le forçage auto-cyclique s'exerce principalement dans le complexe chenal-levée du système.

4. Le sud du Golfe de Gascogne, deux systèmes turbiditiques, une dynamique sédimentaire

4.1. La zone de confluence entre les systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton

Au pied du plateau Landais, juste au Nord de la montagne Landes, les écoulements orientés Est-Ouest du système turbiditique du Cap-Ferret et les écoulements orientés Nord-Sud du système turbiditique de Capbreton se rejoignent, délimitant une zone de confluence. La zone de confluence apparaît comme un domaine à la morphologie complexe (Figure 145). Il s'agit d'une zone clef dans les systèmes turbiditiques de Cap-Ferret Capbreton puisqu'elle fait le point de jonction entre différentes sources sédimentaires. Sa surface est relativement réduite en comparaison de l'étendue des systèmes. Elle représente néanmoins une excellente synthèse des différents forçages auxquels sont soumis les systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton, qui sont :

- les contraintes structurales ou de topographie héritée : concernant la terminaison du système turbiditique de Capbreton, un contrôle structural de l'organisation des dépôts dans le canyon de Santander est proposé ; concernant le système turbiditique du Cap-Ferret, le mont Jovellanos bloque la migration de la levée impactant sa morphologie.

- les contraintes auto-cycliques : la levée Nord du Cap-Ferret tend à migrer vers le sud et est surdéveloppée en comparaison de sa levée sud.

- les forçages glacio-eustatiques : la morphologie actuelle de la zone de confluence découle des alternances dans la provenance des apports dominants. Le canyon de Cap-Ferret, très actif lors de la dernière phase de bas niveau marin, a permis la création de la levée Nord qui domine actuellement la zone et de la levée sud. Or, depuis la transgression flandrienne, ce canyon est devenu quiescent. En parallèle, le canyon de Capbreton est resté actif. L'architecture sédimentaire des chenaux de Santander et de leurs terrasses prennent désormais le pas sur la levée Sud du Cap-Ferret (Figure 148).

La morphologie de la crête de la levée Nord, sinueuse et non pas rectiligne, est un élément particulièrement intéressant de la zone de confluence. Le bord de la levée Nord présente trois incurvations, numérotée de 1 à 3 d'amont en aval (Figure 120). La première incurvation semble bien correspondre à un phénomène auto-cyclique de migration de levée, la partie aval de la levée migrant vers le sud-est à la faveur de la force Coriolis au fur et à mesure de sa construction. La deuxième incurvation semble plutôt due à l'affrontement de forces opposées. Du fait de Coriolis, la levée Nord migre vers le sud mais est freinée dans sa progression par les apports en provenance du système turbiditique de Capbreton. Enfin, la troisième incurvation semble résulter de la présence du Mont Jovellanos qui stoppe la migration de la levée. C'est d'ailleurs au niveau de cette incurvation qu'est identifiée une levée secondaire de faible épaisseur. La morphologie de la ligne de crête de la levée du

Cap-Ferret apparait donc être le fruit des interactions entre différentes contraintes, d'origine sédimentaire et structurale, exercées sur la levée.

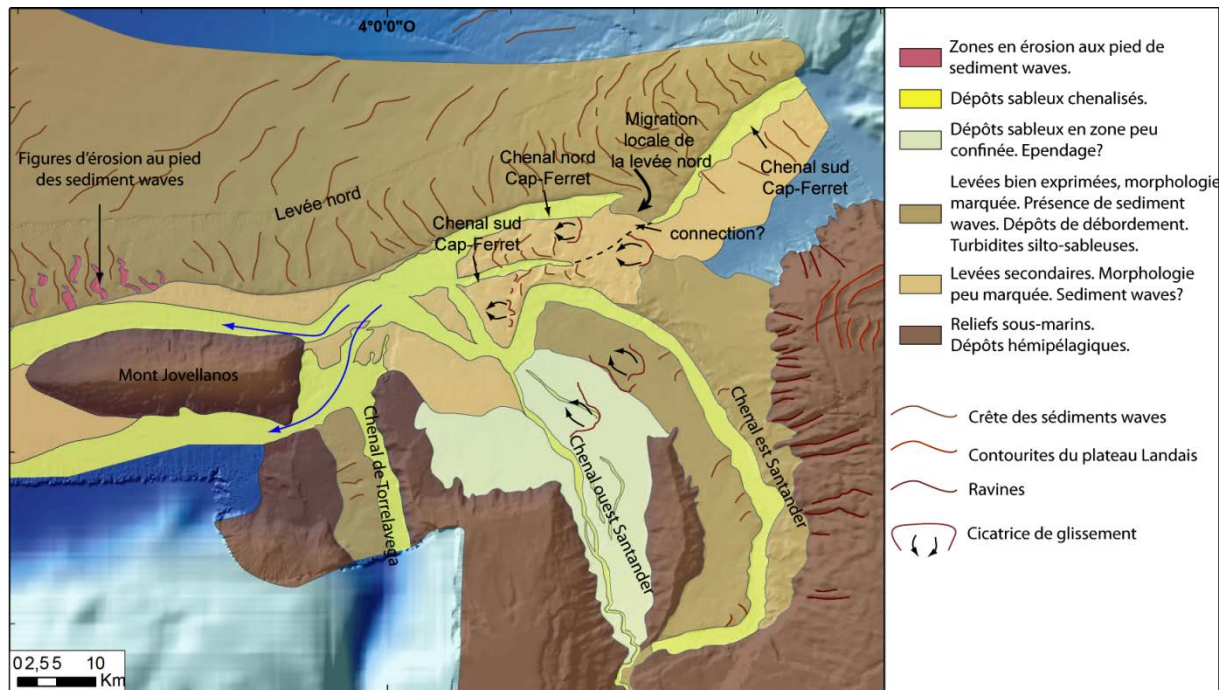


Figure 145 : Schéma interprétatif de la zone de confluence.

4.2. Modèle de fonctionnement sédimentaire du Sud du golfe de Gascogne au cours des MIS 1 et 2

La corrélation des différentes carottes disponibles (Figure 146) et le calcul des taux de sédimentation moyen dans chacune des zones étudiées (**Erreur ! Source du renvoi introuvable.**) mettent en évidence les éléments suivants :

- L'Holocène apparait préservé dans l'ensemble de la zone d'étude mais il existe un **hiatus pour le Younger Dryas** sur la marge Cantabrique et la levée du Cap-Ferret. Au niveau de la terrasse intermédiaire du glissement Landais, le calage de la base du Younger Dryas est imprécis. Afin de palier à ce problème, ce sont les taux du MIS 1 qui sont calculés.

- Au cours du **MIS 1**, les taux de sédimentation sur les marges Aquitaine et Cantabrique sont comparables (respectivement 5,9 et 6,6 cm / 1 000 ans). La levée du Cap-Ferret présente des valeurs légèrement plus élevées mais du même ordre de grandeur (10,3 cm/1 000 ans). Les zones du glissement Landais en pied de talus et du canyon de Santander connaissent à la même période des taux plus élevés (entre 44,5 et 63,9 cm/ 1 000 ans).

- Quand il est préservé, le **Younger Dryas** a des taux de sédimentation faible. Au niveau du glissement Landais, le Younger Dryas présente des taux de sédimentation 1,5 à 2,5 fois inférieurs à ceux de l'Holocène, 4 à 6 fois inférieurs à ceux du Bølling Allerød. Dans le canyon de Santander, le Younger Dryas présente des taux de sédimentation comparables à ceux de l'Holocène mais 4 fois inférieurs à ceux du Bølling Allerød.

- L'**événement de Heinrich 1** est de façon générale une période d'accélération de la sédimentation dans la région du canyon de Capbreton. Les taux sont comparables sur les marges Aquitaine et

Cantabrique. L'évolution croissante des taux de sédimentation depuis les zones de faible bathymétrie (PP10-14) vers les zones profondes de la cicatrice du glissement Landais (PP10-12) correspond à un piégeage préférentiel des apports dans le creux de la cicatrice de glissement. Le taux de sédimentation dans la zone est jusqu'à 6 fois plus important que sur les marges Aquitaine et Cantabrique. C'est sur la levée du Cap-Ferret que les taux de sédimentation sont les plus forts (320 cm/1 000 ans), bien que l'on soit encore loin des 1 000 cm/1 000 ans enregistrés sur la levée de Guilcher sur la marge Nord-Gascogne (carotte MD03-2690 ; Zaragosi *et al.*, 2006).

La dynamique sédimentaire dans la région de Capbreton depuis le LGM jusqu'à l'Holocène présente donc les caractéristiques suivantes :

- les **pent**es **continentales** Aquitaine et Cantabrique, dominées par une sédimentation hémipélagique, présentent des taux de sédimentation qui varient peu au cours du MIS 1. L'évènement de Heinrich 1 correspond bien à une dynamique sédimentaire plus forte qui n'a toutefois rien à voir avec la dynamique intense de déglaciation qui s'enregistre au pied de la marge Nord-Gascogne. Le sud du golfe de Gascogne ne subit donc pas directement l'influence du paléofleuve Manche et n'a pas un fonctionnement de type périglaciaire.
- le pied de talus et le **glissement Landais** connaissent une activité sédimentaire globalement plus importante que la pente continentale. Le faciès présentant des séquences turbiditiques (Faciès 3 des carottes PP10-12 et PP10-13) est identifié comme relatif à l'évènement de Heinrich 1 et est associé à une hausse du taux de sédimentation. A l'inverse, le Younger Dryas semble indiquer une forte diminution des apports.
- le **canyon de Santander**, et en particulier la branche Est, apparaît avoir une dynamique sédimentaire importante au moins jusqu'au Bølling Allerød, moment à partir duquel les taux de sédimentation décroissent drastiquement. Cette chute du taux de sédimentation pourrait aller de pair avec une accélération de la hausse du niveau marin qui entraînerait une réduction des apports en particules détritiques.
- la **levée du Cap-Ferret** traduit la quiescence du canyon de Cap-Ferret depuis le début de la dernière remontée du niveau marin du fait de la déconnexion du système avec le continent. Le taux de sédimentation au cours du MIS 1 est proche de celui des marges, laissant supposer que la sédimentation sur la levée y est alors dominée par des dépôts hémipélagiques. A l'inverse, le taux de sédimentation durant l'évènement de Heinrich 1 est fort (> 300 cm/1 000 ans). Le faciès sédimentaire identifié pour cette période est un faciès de dépôts turbiditiques résultant des apports depuis le canyon de Cap-Ferret en lien avec le contexte climatique régional, à savoir des conditions froides (périglaciaires ?) en contexte de bas niveau marin. Ce taux suppose des apports en matériel détritique en provenance d'un bassin versant avec un fleuve majeur, tel que pourrait l'être celui de la Garonne.

Il ressort de l'ensemble de ces éléments que le fonctionnement des systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton ont des dynamiques sédimentaires distinctes au cours des derniers 50 000 ans, et ceci bien que les deux systèmes soient mitoyens et partagent une même zone de dépôts distaux (Figure 148). Lors des phases de bas niveau marin, le système turbiditique du Cap-Ferret connaît un fort apport en matériel détritique. Les corps sédimentaires du système se développent rapidement, donnant lieu entre autre à la levée Nord hypertrophiée. En parallèle, le système de

Capbreton est également actif. Le matériel détritique qu'il transporte provient très probablement conjointement du bassin versant de l'Adour et des bassins versants cantabriques. Cette activité est peut-être moins forte que celle du système du Cap-Ferret mais est néanmoins suffisante pour perturber la morphologie de ce dernier. Dans la zone de confluence, la levée de Santander interfèrent avec la levée Sud du Cap-Ferret et les directions d'écoulement en provenance de Santander sont certainement à l'origine de la morphologie sinueuse de la levée Nord du Cap-Ferret. En haut niveau, soit au cours de l'Holocène, le système du Cap-Ferret est inactif alors que celui de Capbreton continue à connaître des processus gravitaire à haute fréquence. LE haut niveau marin a déconnecté le système du Cap-Ferret de sa source et très certainement également celui de Capbreton de ses sources cantabriques. Le système turbiditique de Capbreton se raccourci, la terminaison de Santander devient zone de dépôt distal et les terrasses du canyon deviennent des levées confinées. Les deux systèmes étudiés sont donc bien tous les deux soumis à un forçage glacio-eustatique bien que celui-ci ne s'exprime pas de manière équivalente dans ces deux systèmes mitoyens. Lors de cette phase de haut niveau marin, l'essentielle de l'activité sédimentaire du sud du Golfe de Gascogne se piège dans le canyon de Capbreton au sein duquel elle se dépose par processus gravitaires. Les dépôts résultant de ces derniers sont quant à eux soumis à un contrôle auto-cyclique qui dirige leur répartition.

Tableau 12 : Variations des taux de sédimentations moyens dans la région de Capbreton depuis l'Holocène jusqu'au LGM.

		PP10-17		PP10-04		PP10-12		PP10-13		PP10-14		PP10-18		PP10-19	
Période	Durée (ka) D'après modèle d'âge PP10-17	Epaisseur	Taux de sédim. (cm/1 000 ans)	Epaisseur	Taux de sédim. (cm/1 000 ans)	Epaisseur	Taux de sédim. (cm/1 000 ans)	Epaisseur	Taux de sédim. (cm/1 000 ans)	Epaisseur	Taux de sédim. (cm/1 000 ans)	Epaisseur	Taux de sédim. (cm/1 000 ans)	Epaisseur	Taux de sédim. (cm/1 000 ans)
Holocène	10 700	65	6,07	-	-	556	51,96	594	55,52	380	35,51	350	32,7	-	-
Younger Dryas	2 469	80	6,07	-	-	606	20,25	-	-	440	24,30	420	28,3	-	-
Bølling- Allerød	2 792	95	5,01	105	-	960	126,79	1020	-	710	96,70	740	114,6	165	-
MIS 1	15 961	160	5,89	105	6,58	960	60,15	1020	63,91	710	44,48	740	46,36	165	10,34
Heinrich Event 1	2 004	160	32,9	168	31,4	1330	184,6	1310	144,7	>970	>= 129,7	>870	>=64,9	810	321,8
LGM	7 403	410	33,77	515	46,87										

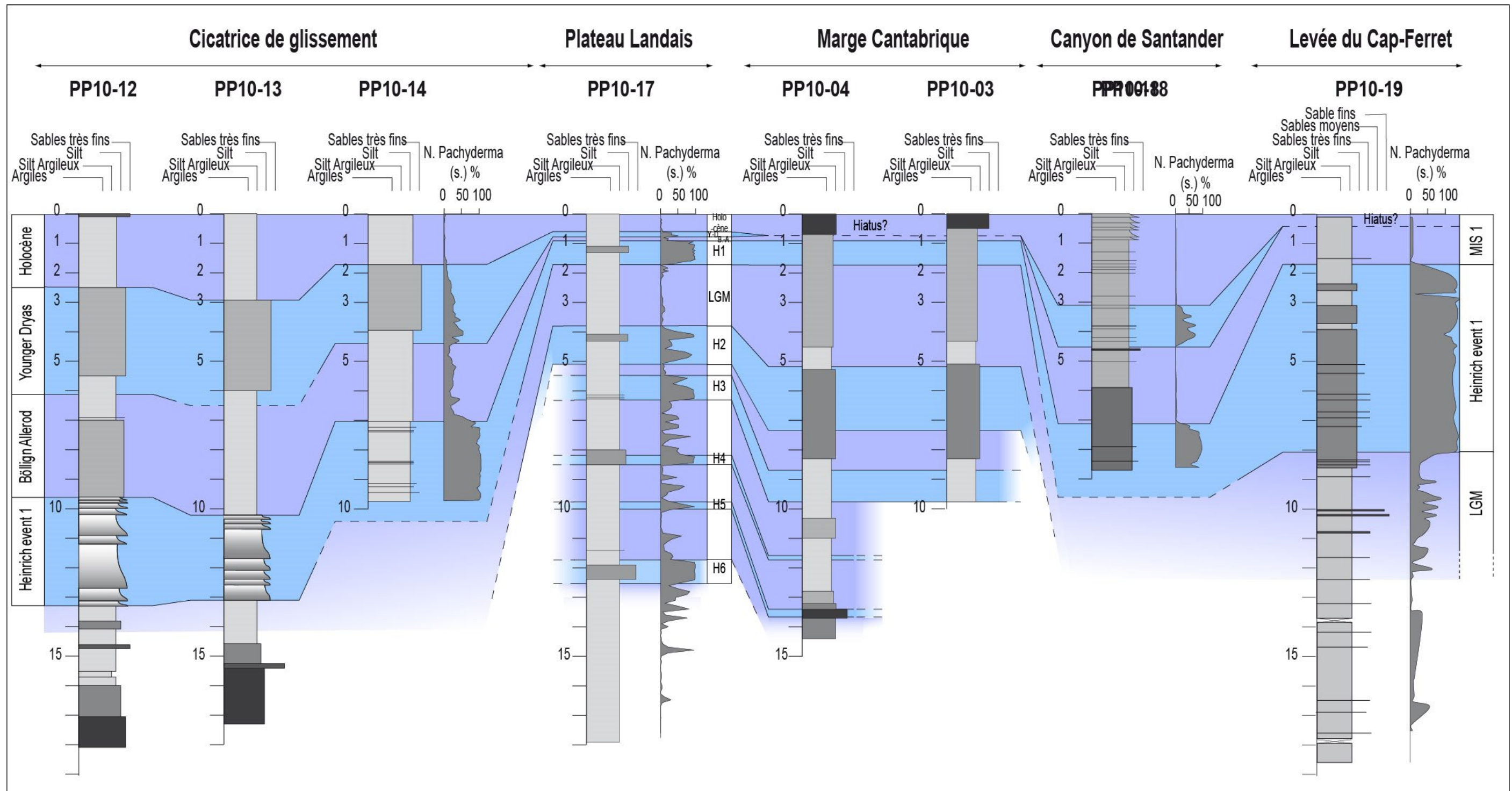


Figure 146 : Corrélation des carottes de l'étude.

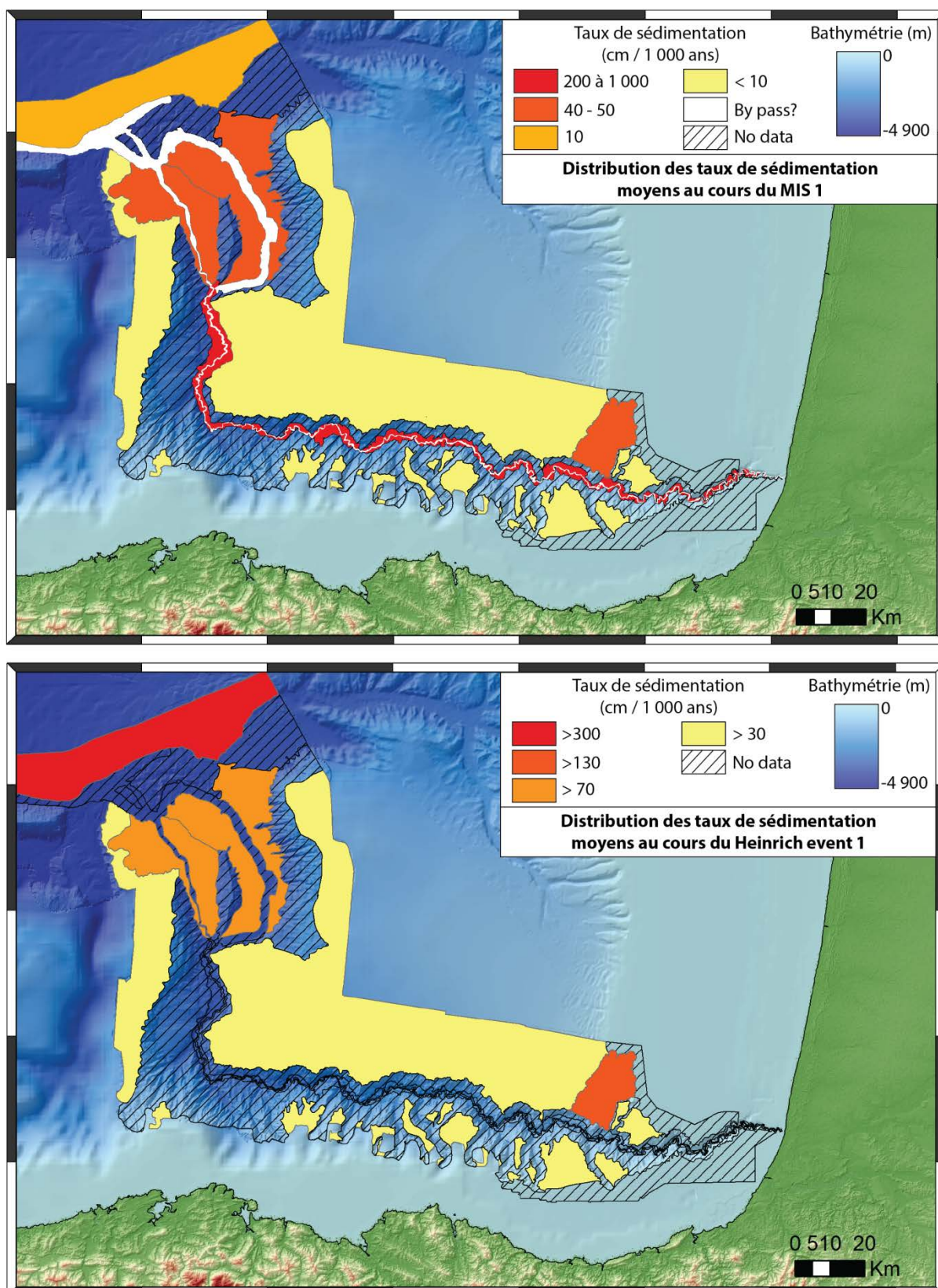


Figure 147 : Distribution des taux de sédimentation moyens.

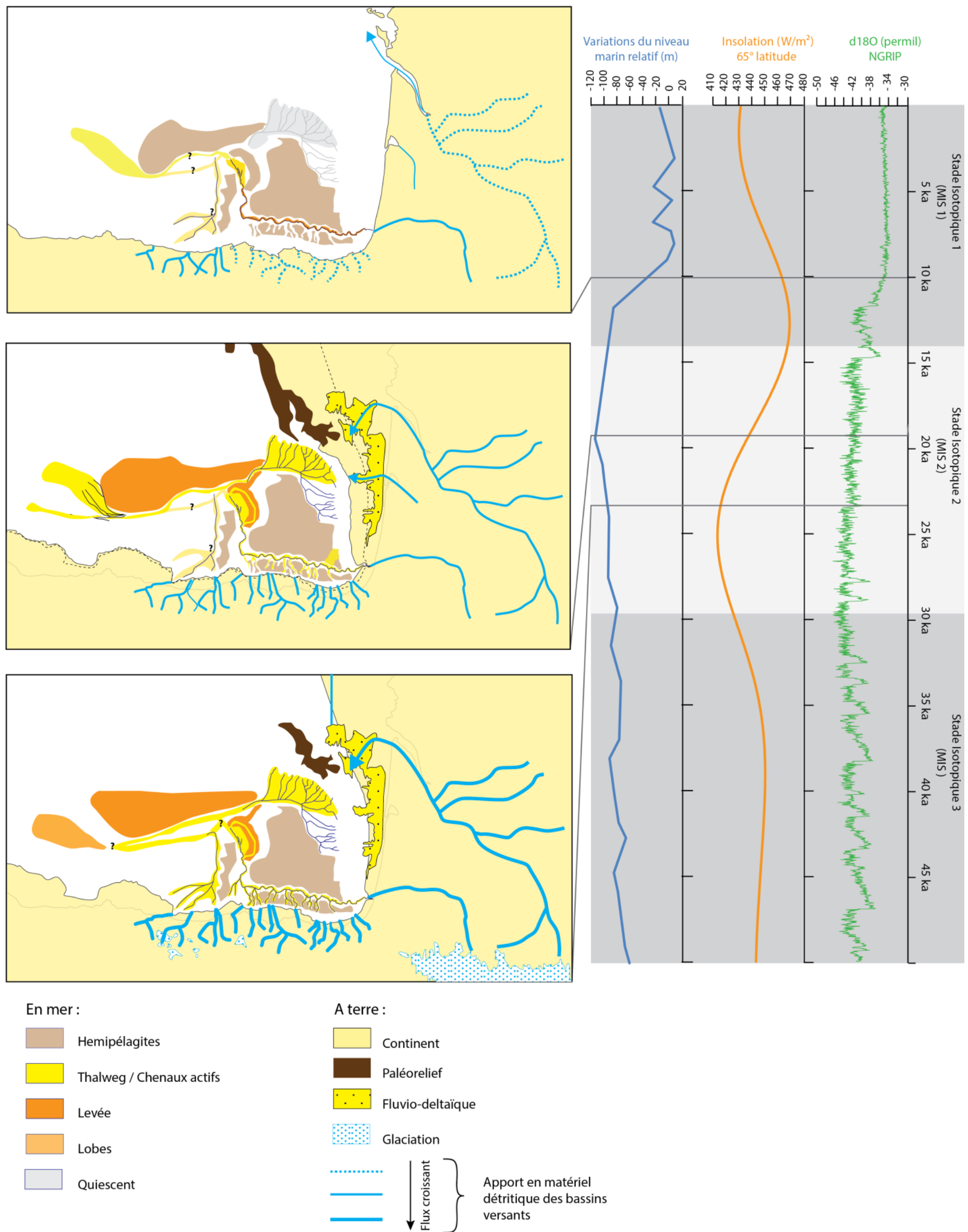


Figure 148: Figure de synthèse montrant l'évolution de la dynamique sédimentaire du sud du golfe de Gascogne selon les forçages autocyclique et glacio-eustatiques au cours des derniers 50 000 ans.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

1. Rappel des différents objectifs

Cette étude avait pour objectif principal de documenter la nature et le fonctionnement des systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton en confrontant leur dynamique sédimentaire selon une approche *source-to-sink*. En effet, jusqu'à aujourd'hui, les études portaient uniquement sur des parties de l'un ou l'autre des systèmes : le canyon de Cap-Ferret, la zone de dépôts distaux ou les premiers kilomètres du canyon de Capbreton. Ce travail a été l'occasion de proposer pour la première fois un modèle sédimentaire globale pour le sud du golfe de Gascogne. Ce travail s'est basé sur des données acoustiques (sondeur multifaisceaux, sondeur de sédiments Chirp) et des prélèvements sédimentaires par carottage, collectées dans le cadre de la mission Sargass menée par l'Université de Bordeaux 1.

Trois objectifs principaux ont été définis :

- (1) caractériser les différentes **sources sédimentaires** des systèmes et définir leur activité ou inactivité au cours des dernières oscillations glaciaires-interglaciaires (stades marins isotopiques 1 et 2 essentiellement),
- (2) caractériser la **dynamique sédimentaire** du système turbiditique de Capbreton et son activité haute fréquence,
- (3) caractériser **l'architecture et les différentes géométries sédimentaires** de la zone de transition chenal-lobe du système du Cap-Ferret afin d'affiner les connaissances théoriques sur les systèmes turbiditiques.

2. Principaux résultats

2.1. Les sources des systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton

Les systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton sont deux systèmes voisins qui alimentent un domaine distal commun. Ce domaine profond est alimenté par 3 canyons sous-marins majeurs (Cap-Ferret, Capbreton, Torrelavega), eux-mêmes dépendants de bassins versants distincts (Garonne, Adour, bassins versants cantabriques) ayant des caractéristiques propres.

Le bassin versant de la Garonne est le plus vaste des trois. La synthèse réalisée dans cette étude des différents travaux pré-existants portant, entre autres, sur le réseau fluvial de la Garonne, la couverture sédimentaire superficielle de la marge Aquitaine ou la dynamique sédimentaire du canyon de Cap-Ferret ont permis d'identifier le fort lien de dépendance du canyon du Cap-Ferret aux apports en provenance du bassin versant de la Garonne. Les informations sur la position du trait de côte au cours du dernier cycle glacio-eustatique (en particulier au LGM) ainsi que l'orientation des paléo-vallées préservées dans la couverture sédimentaire superficielle de la marge Aquitaine attestent que les sédiments en provenance du bassin versant de la Garonne étaient très certainement directement drainés en direction du canyon de Cap-Ferret. Le lien entre ce bassin versant et ce canyon paraît toutefois plus complexe dans la configuration présente. A l'heure actuelle, bien que la quantité de matières en suspension (MES) amenée à l'océan par le bassin versant de la Garonne soit très importante, une très faible partie de ce matériel est acheminé vers le sud du golfe de Gascogne. En effet, le panache de la Gironde est dirigé préférentiellement vers le Nord et le matériel potentiellement repris par la dérive littorale sera confiné au plus près des côtes,

bien loin de la tête du canyon de Cap-Ferret. Cette dernière est actuellement située à plus de 60 km du littoral suite à la transgression flandrienne, expliquant ainsi en grande partie la quiescence actuelle du canyon.

Le bassin versant de l'Adour, drainant les Pyrénées occidentales et leur piémont Nord, est identifié comme la source majeure d'alimentation en matériel détritique du canyon de Capbreton, et cela depuis la découverte même du canyon dans les années 60. La charge en particules sédimentaires de l'Adour est très inférieure à celle de la Garonne. Sa contribution à l'apport en matériel détritique dans le sud du golfe de Gascogne, et en particulier au système turbiditique du Capbreton, n'en est pas moins majeure du fait de la connexion « directe » du fleuve Adour au canyon de Capbreton. En effet, la tête du canyon de Capbreton est située pratiquement au trait de côté (30 m de profondeur d'eau, 250 m de la côte) et au droit d'une ancienne embouchure de l'Adour au Vieux-Boucau : cette configuration favorise l'alimentation du canyon en sédiments détritiques. Si les déplacements du cours de l'Adour sont connus, l'ancrage anthropique de son embouchure à Bayonne, 15 km au sud de du Vieux-Boucau, a été une source de questionnement sur l'activité sédimentaire et l'alimentation du canyon. Il est dorénavant établi que cette déconnexion impacte de façon minime le matériel délivré en termes de quantité mais influe sur sa nature (composition chimique). Il est de plus établi qu'un apport en sédiments détritiques persiste dans le canyon du fait de différents processus de transport combinés : effets des tempêtes, courants littoraux (dérive littorale aquitaine), position du panache de l'Adour.

Enfin, la contribution des petits bassins versants de la marge Cantabrique, longtemps sous-estimée, a été évaluée dans cette étude. Ces bassins côtiers sont reliés, pour la moitié d'entre eux située le plus au cœur du golfe, à de petits canyons rectilignes (appelés canyons cantabriques dans cette étude) débouchant directement dans le canyon de Capbreton. Ceux situés en face du Banc Le Danois alimentent le réseau de canyons plus ou moins incisés qui convergent pour former le canyon de Torrelavega. Dans la situation actuelle, la somme des apports en particules de ces bassins est équivalente à la quantité des apports de la Garonne. Du fait d'un contexte actuel de haut niveau marin, une connexion directe bassin-versant – canyons pourraient exister pour certains d'entre eux. L'estimation de la position du trait de côte au LGM suggère néanmoins que ces bassins auraient tous antérieurement alimenté les canyons cantabriques. La contribution de ces bassins versants à la dynamique du canyon de Capbreton est donc non négligeable.

De façon plus générale, la cartographie des zones englacées des Pyrénées occidentales et des montagnes Cantabriques (ainsi que du Massif Central pour le bassin versant de la Garonne) indique que tous ces bassins versants ont permis l'évacuation des eaux de fonte des glaciers pyrénéens vers le sud du golfe de Gascogne. Cette évacuation pourrait ne pas avoir connu la même intensité au même moment dans tous les bassins, l'extension maximale de glace n'étant pas synchrone d'Est en Ouest dans les Pyrénées et les montagnes Cantabriques.

Les systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton sont donc alimentés par trois grands ensembles de bassins versants distincts. Leur impact sur le système est particulièrement soumis à un forçage glacio-eustatique qui détermine la possibilité ou non d'un lien direct entre le réseau fluvial et le canyon sous-marin. Le canyon de Capbreton, de par sa proximité à la côte, est moins sensible à ce forçage alors que les phénomènes littoraux (tempêtes, courants) jouent un rôle complémentaire dans son apport en sédiments détritiques.

2.2. Morphologie, architecture et dynamique sédimentaire du système turbiditique de Capbreton

L'analyse de l'architecture et des géométries des corps sédimentaires du système turbiditique de Capbreton s'est basée sur des données bathymétriques et de sondeur de sédiments et des données de carottages sédimentaires et de pasisar (sismique très haute résolution acquise par dispositif remorqué près du fond).

Les hauts-fonds bordant le canyon de Capbreton

Les marges bordant le canyon ont des morphologies dissymétriques. La bordure sud du canyon correspond à la marge Basco-Cantabrique. Cette marge étroite est incisée de nombreux canyons courts (les canyons cantabriques) dont le débouché est « perché » à une centaine de mètre au-dessus du thalweg de Capbreton, suggérant qu'ils n'ont pas le même fonctionnement que le canyon de Capbreton. Ces canyons délimitent des interfluves dont la surface, en pente douce, est couverte de nombreux pockmarks. La bordure nord correspond à la terminaison du plateau Landais. Elle est abrupt et présente d'important dénivelé (>1 200 m). Ce flanc n'est pas incisé de canyon secondaire semblable aux canyons cantabriques mais présente une importante surface de glissement (le glissement Landais). Malgré ces différences morphologiques, l'analyse des données de sondeur de sédiments révèlent un drapage hémipélagique de part et d'autre du canyon de Capbreton.

L'approche sédimentologique et stratigraphique des dépôts de la marge Cantabrique et du plateau Landais ont permis d'identifier au cours de ce travail l'existence de processus de décantation hémipélagique ininterrompu depuis au moins 120 ka sur ces marges. Les taux de sédimentation, trois fois plus fort entre 30 et 24 ka sur la marge Cantabrique, suggèrent une charge en particules en suspension plus importante dans cette zone. Au regard du contexte climatique régional, cela pourrait être un indicateur de l'intensification des processus de fonte des Pyrénées occidentales et des montagnes Cantabriques. Proposée dans cette thèse, cette hypothèse n'est basée que sur une simple variation des taux de sédimentation. L'amélioration du modèle d'âge de la carotte et la réalisation d'analyses complémentaires (δO^{18} , nature des argiles et des lithoclastes...) pourraient permettre de la valider et d'apporter un éclairage nouveau au débat encore très controversé de la fonte des glaciers pyrénéens.

Le canyon de Capbreton-Santander

Des différences morphologiques notables existent également entre le canyon de Capbreton et son prolongement le canyon de Santander. Le canyon de Capbreton est étroit et confiné, a une forme en V caractéristique et son thalweg est bordé de terrasses étagées. Ces terrasses ont des morphologies analogues à celles de terrasses fluviales et ne présentent pas d'évolution morphologique significative d'amont en aval du canyon de Capbreton. L'entrée dans le canyon de Santander est marquée par une diminution de la pente du thalweg ainsi qu'une ré-orientation des écoulements. Le canyon de Santander est plus large, a une forme en U et est bordé de larges talus concaves.

La sédimentation au sein du canyon de Capbreton est gouvernée par des processus gravitaires, plus spécifiquement par écoulements turbiditiques. L'organisation des dépôts qui en résulte a tout d'abord été étudiée localement. Il a ainsi été montré que l'organisation en terrasses étagées entraîne une gradation verticale des processus de sédimentation. Les écoulements

turbiditiques by-passent (éventuellement se déposent en masse) dans l'axe du thalweg, ils débordent sur les terrasses basses créant des levées confinées, et n'atteignent pas les terrasses les plus hautes (> 200 m) qui sont en conséquence dominées par des processus de décantation des nuages néphéloïdes. Les résultats locaux attestent en tous les cas que le canyon de Capbreton est un dépôt centre holocène majeur pour le golfe de Gascogne.

La dynamique sédimentaire du canyon de Capbreton peut ensuite être regardée à l'échelle du système. En amont, les terrasses du canyon sont soumises à un contrôle auto-cyclique. L'élévation progressive de la terrasse au cours du temps implique une évolution des processus sédimentaires qui l'atteignent et donc des changements de faciès. En aval, les changements de faciès sont essentiellement dépendants des variations glacio-eustatiques régionales qui entraînent une augmentation des événements turbiditiques grossiers en bas niveaux marins et leur diminution en hauts niveaux. Plus généralement, dans le système turbiditique de Capbreton, les phases de haut niveau marin rapprochent les zones distales de dépôts et les phases de bas niveau marin les éloignent de la tête du canyon de Capbreton.

2.3. Morphologie, architecture et dynamique sédimentaire du complexe chenai-levée et de la zone de transition chenai-lobe du système turbiditique du Cap-Ferret

L'analyse de l'architecture et des géométries des corps sédimentaires du système turbiditique du Cap-Ferret s'est basée sur des données bathymétriques, de réflectivité et de sondeur de sédiments et d'un carottage sédimentaire.

Le complexe chenai-levée

L'analyse des données géophysiques de sub-surface a tout d'abord permis l'identification d'une levée Sud, nettement réduite en comparaison de la levée Nord hypertrophiée. Le conditionnement des écoulements uniquement au Nord du mont Jovellanos est remis en question par de sérieux indices morphologiques tendant à prouver l'existence d'écoulements au sud du mont, en provenance certainement du canyon de Torrelavega mais peut-être également partiellement des écoulements de Cap-Ferret. Les prélèvements sédimentaires attestent de l'inactivité du complexe chenai-levée depuis le passage à un contexte de haut niveau marin relative au début du MIS 1, en accord avec les précédents travaux sur la zone malgré un réajustement stratigraphique des données antérieures. Ces derniers éléments établissent qu'un forçage glacio-eustatique s'exerce sur le système turbiditique du Cap-Ferret.

La zone de transition chenai-lobe et ses scours

La cartographie de cette zone révèle l'existence d'un bas topographique entre la levée Nord et le chenal du Cap-Ferret en aval du mont Jovellanos. Jusqu'ici les écoulements étaient supposés cantonnés dans l'axe chenalisé au pied du Banc Le Danois. C'est pourtant dans le bas topographique et non dans le chenal principal que viennent se déverser les chenaux distributaires au sortir du dernier méandre. Là, le pied des sediment waves de la levée Nord est creusée (*scours*) et le transit des écoulements gravitaires suit l'axe Sud-est-Nord-ouest de la dépression. La présence de ces scours, imagés et analysés pour la première fois à si fine échelle dans un système turbiditique moderne, montrent qu'une ré-organisation majeure de l'architecture de la partie distale du système turbiditique du Cap-Ferret Capbreton est en cours. Ces scours ont de plus un intérêt plus appliqué

puisque la reconnaissance de ces structures et la formalisation de leur mode de développement aurait un très fort intérêt dans la réalisation des modèles réservoirs prédictifs de l'industrie pétrolière.

2.4. Dynamique sédimentaire régionale du sud du golfe de Gascogne

Les systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton sont soumis aux mêmes contrôles et forçages. Ceux-ci ne s'expriment cependant pas de la même façon d'un système à l'autre. Le contrôle structural a dicté la position de ces deux ensembles qui se sont installés à la faveur d'incidents structuraux hérités, le canyon du Cap-Ferret au niveau d'un graben, le canyon de Capbreton dans l'axe d'un front de chevauchement. Autrement dit, le canyon du Cap-Ferret se localise au niveau d'une ancienne structure héritée de la phase tectonique extensive (Jurassique Crétacé supérieur) du golfe de Gascogne, le canyon de Capbreton au niveau d'une structure héritée de sa phase tectonique compressive (Crétacé terminale – Miocène).

La dynamique sédimentaire des canyons peut localement être dépendante de processus auto-cyclique. Dans le cas du système de Cap-Ferret, ces processus s'exercent essentiellement sur le complexe chenal-levée, distalement au canyon. Dans le cas du système de Capbreton, ces processus dominent les écoulements au cœur du canyon. Enfin, les forçages glacio-eustatiques contrôlent le système du Cap-Ferret : un niveau marin bas, et l'activité sédimentaire est préservée, un niveau marin haut, et l'activité sédimentaire est stoppée. Dans le système de Capbreton, les forçages glacio-eustatiques contrôlent la position des zones de dépôts mais pas leur activité. En bas niveau marin, les zones distales de dépôts sont situées au-delà du canyon de Santander ; en haut niveau marin, elles se rapprochent et occupent sa terminaison. Autrement dit, les forçages glacio-eustatiques peuvent raccourcir ou allonger le système de Capbreton mais pas le stopper, et cela en raison de la position de sa tête près du trait de côte.

3. Les perspectives

Ce travail représente une première phase de compréhension de la morphologie et de l'architecture des corps sédimentaires les plus récents des systèmes turbiditiques du Cap-Ferret et de Capbreton. Ils sont maintenant parfaitement bien identifiés mais il reste de nombreuses interrogations quant à l'évolution du système ancien, depuis l'Eocène. Ne dit-on pas que pour mieux comprendre l'ancien il faut étudier l'actuel, faire de l'actualisme : c'est fait.

Il serait donc très intéressant, à la lumière des données sur l'actuel, de travailler les données de sismique rapide acquises durant Sargass pour comprendre les débuts du canyon de Capbreton et sa position vis-à-vis du Front Nord-Pyrénéen. Il serait également intéressant de poursuivre les études initiées sur la circulation des fluides pour mieux cerner l'origine des pockmarks identifiés sur la marge Cantabrique et le plateau Landais. Une étude du glissement Landais permettrait aussi de mieux comprendre l'histoire de sa mise en place qui semble polyphasée. Un travail poussé sur les sédiments superficiels de la marge Cantabrique pourrait également amener un nouveau regard sur l'histoire des Pyrénées occidentales. Les lacunes existant dans la littérature sur le système de Torrelavega mériteraient d'être comblées. Enfin, l'analyse du « rapport de force » entre le système du Cap-Ferret et celui du Capbreton serait grandement améliorée si des prélèvements sédimentaires étaient disponibles sur la zone.

Références bibliographiques



badie, S., R. Butel, S. Mauriet, D. Morichon et H. Dupuis (2006). Wave climate and longshore drift on the South Aquitaine coast. *Continental Shelf Research* **26**(16): p. 1924-1939.

Adams, E. W. et W. Schlager (2000). Basic types of submarine slope curvature, *Journal of Sedimentary Research* **70** : p. 814–828.

Alexander, J. et S. A. Morris (1994). Observations on experimental, non-channelized, high concentration turbidity currents and variations in deposits around obstacles. *Journal of Sedimentary Research* **64**(4a): p. 899-909.

Alexander, J., J. S. Bridge, R. J. Cheel et F. Leclair (2001). Bedforms and associated sedimentary structures formed under supercritical water flows over aggrading sand beds. *Sedimentology* **48**(1): p. 133–152.

Allen, G. et P. Castaing (1977). Carte de répartition des sédiments superficiels sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*: 255-260.

Allen, R., M. J. Siegert et A. J. Payne (2008). Reconstructing glacier-based climates of LGM Europe and Russia - Part 2: A dataset of LGM precipitation/temperature relations derived from degree-day modelling of palaeo glaciers. *Climate of the Past* **4**(4): 249-263.

Allen, S. E. et X. Durrieu De Madron (2009). A review of the role of submarine canyons in deep-ocean exchange with the shelf. *Ocean Science* **6**: p. 1369-1406.

Andrieu, V., U. Eicher et M. Reille (1993). The end of the last Pleniglacial in the Pyrenees, France: pollen, isotopic and radiometric data. *La fin du dernier Pleniglaciaire dans les Pyrenees (France): donnee polliniques, isotopiques et radiometriques* **316**(2): p. 245-250.

Andrieu, V., J. Hubschman, G. Jalut et G. Herail (1988). Chronology of deglaciation in the French Pyrenees. Dynamics of sedimentation and pollen content of paleolakes: application to the interpretation of the glacial retreat. *Chronologie de la deglaciation des Pyrenees francaises. Dynamique de sedimentation et contenu pollinique des paleolacs: application a l'interpretation du retrait glaciaire* **34-35**: 55-67.

Aquadoc (2006). "Crue de 1952 sur l'Adour à Dax." from http://www.aquadoc.fr/article.php3?id_article=417.

Arthaud, F. et P. Matte (1975). Les décrochements tardi-hercynien du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de déformation. *Tectonophysics* **25**: p. 139-171.

Arzola, R. G., R. B. Wynn, G. Lastras, D. G. Masson et P. P. E. Weaver (2008). Sedimentary features and processes in the Nazaré and Setúbal submarine canyons, west Iberian margin. *Marine Geology* **250**(1-2): p. 64-88.

Auffret, G., A. Boelaert, C. Vergnaud-Grazzini, C. Müller et R. Kerbrat (1996). Identification of Heinrich layers in core KS 01 North-Eastern Atlantic (46°N, 17°W), implications for their origin. *Marine Geology* **131**(1-2): p. 5-20.


Auffret, G., S. Zaragosi, B. Dennielou, E. Cortijo, D. Van Rooij, F. Grousset, C. Pujol, F. Eynaud et M. Siegert (2002). Terrigenous fluxes at the Celtic margin during the last glacial cycle. *Marine Geology* **188**(1-2): p.79-108.

Auffret, G., S. Zaragosi, M. Voisset, L. Droz, B. Loubrieu, P. Pelleau, B. Savoye, J. F. Bourillet, A. Baltzer, S. Bourquin, B. Dennielou, A. Coutelle, N. Weber et G. Floch (2000). First observations on the morphology and recent sedimentary processes of the Celtic Deep Sea Fan. *Premieres observations sur la morphologie et les processus sedimentaires recents de l'Eventail celtique* **23**(1): p. 109-116.

Austin, W. E. N., F. D. Hibbert, S. O. Rasmussen, C. Peters, P. M. Abbott et C. L. Bryant (2012). The synchronization of palaeoclimatic events in the North Atlantic region during Greenland Stadial 3 (ca 27.5 to 23.3kyr b2k). *Quaternary Science Reviews* **36**: p. 154-163.

B.R.G.M. (2013). "Carte lithologique simplifiée 1/1 000 000." Consultée 18 aout 2013 sur la base de données en ligne <http://infoterre.brgm.fr/viewer/MainTileForward.do>.

B.R.G.M., Service géologique, G. Boillot et P. Bouysse (1976). Carte géologique du plateau continental du golfe de Gascogne. Orléans, Bureau de recherches géologiques et minières: 1 carte.

 **abonneau, N.** (2002). *Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique : Cas du Système Turbiditique Actuel du Zaïre*. PhD, Université de Bordeaux 1.

Babonneau, N., A. Cattaneo, B. Savoye, G. Barjavel, J. Deverchère et K. Yelles (2012). The Kramis Deep-Sea Fan off Western Algeria: Role of Sediment Waves in Turbiditic Levee Growth. *Application of the Principles of Seismic Geomorphology to Continental-Slope and Base-of-Slope Systems: Case Studies from Seafloor and Near-Seafloor Analogues*, SEPM (Society for Sedimentary Geology). **99**: p. 293-308.

Babonneau, N., A. Cattaneo, B. Savoye, G. Barjavel, J. Déverchère et K. Yelles (2012). The Kramis Deep-Sea Fan off Western Algeria: Role of Sediment Waves in Turbiditic Levee Growth. *Application of the Principles of Seismic Geomorphology to Continental-Slope and Base-of-Slope Systems: Case Studies from Seafloor and Near-Seafloor Analogues*, SEPM (Society for Sedimentary Geology). **99**: p. 293-308.

Babonneau, N., B. Savoye, M. Cremer et M. Bez (2010). Sedimentary Architecture in Meanders of a Submarine Channel: Detailed Study of the Present Congo Turbidite Channel (Zaiango Project). *Journal of Sedimentary Research* **80**(10): p. 852-866.

Babonneau, N., B. Savoye, M. Cremer et B. Klein (2002). Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology* **19**(4): p. 445-467.

Bagnold, R. A. (1962). Auto-suspension of transported sediment: turbidity currents. *Proceedings of the Royal Society of London*. **A-265**: p. 315-319.

Bard, E. (1998). Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62**(12): p.2025-2038.

Bard, E., M. Arnold, P. Maurice, J. Duprat, J. Moyes et J. C. Duplessy (1988). Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by ¹⁴C accelerator mass spectrometry. *Nature* **328**(6133): p. 791-794.


Bard, E., F. Rostek et G. Ménot-Combes (2004). Radiocarbon calibration beyond 20,000 ¹⁴C yr B.P. by means of planktonic foraminifera of the Iberian Margin. *Quaternary Research* **61**(2): p. 204-214.

Baudon, C., H. Gillet, M. Cremer, G. Rapinat et V. Hanquiez (2013). Focused fluid-flow processes through high-quality bathymetric, 2D seismic and Chirp data from the southern parts of the Bay of Biscay, France. *EGU*. Vienne.

Baztan, J., S. Berné, J. L. Olivet, M. Rabineau, D. Aslanian, M. Gaudin, J. P. Réhault et M. Canals (2005). Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology* **22**: p. 805-826.

- Bellec, V.** (2003). *Evolution Morphostructurale et Morphosédimentaire de la plate-forme aquitaine depuis le Néogène*. PhD, Bordeaux 1.
- Bellec, V. K. et P. Cirac** (2010). Internal architecture of the soft sediment cover of the South-Aquitaine shelf (Bay of Biscay): A record of high frequency sea level variations? *Comptes Rendus - Geoscience* **342**(1): p. 79-86.
- Bellec, V. K., P. Cirac et J. C. Faugères** (2009). Formation and evolution of paleo-valleys linked to a subsiding canyon, North Aquitaine shelf (France). *Comptes Rendus - Geoscience* **341**(1): p. 36-48.
- Berthois, L. et R. Brenot** (1962). Bathymétrie du secteur atlantique du banc de Porcupine (Ouest de l'Irlande) au Cap Finistère (Espagne). Morphologie et géologie sous-marine. *Revue des Travaux de l'Institut de Pêche Maritime* **26**(2): p. 219-272.
- Biscara, L., T. Mulder, P. Martinez, F. Baudin, H. Etcheber, J. M. Jouanneau et T. Garlan** (2011). Transport of terrestrial organic matter in the Ogooué deep sea turbidite system (Gabon). *Marine and Petroleum Geology* **28**(5): p.1061-1072.
- Biteau, J. J., A. Le Marrec, M. Le Vot et J. M. Masset** (2006). The Aquitaine Basin. *Petroleum Geoscience* **12**(3): p. 247-273.
- Bois, C., B. Pinet et O. Gariel** (1977). The sedimentary covers along the ECORS Bay of Biscay deep seismic reflection profile. A comparison between the Parentis basin and other european rifts and basins. *Deep seismic study of the earth's crust, ECORS Baay of Biscay survey*. C. Bois and O. Gariel, Mémoire de la Société Géologique de France. **171**: p. 143-165.
- Bonnel, C.** (2005). *Mise en place des lobes dits des systèmes turbiditiques actuels : Analyse comparée des systèmes Zaïre, Var et Rhône*. PhD, Université de Bordeaux 1.
- Bonnel, C., B. Dennielou, L. Droz, T. Mulder et S. Berné** (2005). Architecture and depositional pattern of the Rhône Neofan and recent gravity activity in the Gulf of Lions (western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology* **22**(6-7): p. 827-843.
- Bordonau, J.** (1992). *Els complexos glacials-lacustres relacionats amb el darrer cicle glacial als pirineus*. Logrono.
- Bouma, A. et J. Coleman** (1985). Mississippi Fan: Leg 96 Program and Principal Results. *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. A. Bouma, W. Normark and N. Barnes, Springer New York: 247-252.
- Bouma, A., C. Stelting et J. Coleman** (1985). Mississippi Fan, Gulf of Mexico. *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*. A. Bouma, W. Normark and N. Barnes, Springer New York: 143-150.
- Bouma, A. H.** (1962). *Sedimentology of some Flysch deposits: A graphic approach to facies interpretation*. Amsterdam, The Netherlands, Elsevier.
- Bourillet, J. F., J. Y. Reynaud, A. Baltzer et S. Zaragosi** (2003). The 'Fleuve Manche': the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans. *Journal of Quaternary Science* **18**(3-4): p. 261-282.
- Bourillet, J. F., S. Zaragosi et T. Mulder** (2006). The French Atlantic margin and deep-sea submarine systems. *Geo-Marine Letters* **26**(6): p. 311-315.
- Brocheray, S., M. Cremer, S. Zaragosi, S. Schmidt, F. Eynaud, L. Rossignol et H. Gillet** (2014). 2000 years of frequent turbidite activity in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay). *Marine Geology* **347**(0): p. 136-152.
- Burg, J. P., J. Van Den Driessche et J. P. Brun** (1994). Syn- to post-thickening extension in the Variscan Belt of Western Europe: modes and structural consequences. *Géologie de la France* **3**: p. 33-51.

Burg, J. P., J. Van Den Driessche et J. P. Brun (1994). Syn- to post-thickening extension: mode and consequences. *Comptes Rendus - Academie des Sciences, Serie II: Sciences de la Terre et des Planetes* **319**(9): p. 1019-1032.

 **alvet, M.** (2004). The Quaternary glaciation of the Pyrenees. *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part I: Europe*. R. L. Edwards and P. Gibbard. Amsterdam, Elsevier. **2a**: p. 119-128.

Calvet, M., M. Delmas, Y. Gunnell, R. Braucher et D. Bourlès (2011). Unravelling the last glaciation in the Pyrenees: an overview of recent advances. *International Union for Quaternary Research Congress XVIII*. Bern.

Caralp, M. (1971). *Les foraminifères planctoniques du Pléistocène terminal dans le Golfe de Gascogne. Interprétation biostratigraphique et paléoclimatique*. PhD, Université de Bordeaux 1.

Caralp, M., J. Duprat, J. M. Et et C. Pujol (1974). La stratigraphie du Pleistocène supérieur et de l'Holocène dans le Golfe de Gascogne: Essai de synthèse des critères actuellement utilisables. *Boreas* **3**(1): p. 35-40.

Carlson, A. E. et P. U. Clark (2012). Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation. *Reviews of Geophysics* **50**(4).

Carlson, P. R. et H. A. Karl (1988). Development of large submarine canyons in the Bering Sea, indicated by morphologic, seismic, and sedimentologic characteristics. *Geological Society of America Bulletin* **100**(10): p. 1594-1615.

Cartigny, M.J.B, D. Ventra, G. Postma et J. H. van Den Berg (2014). Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions: New insights from flume experiments, *Sedimentology* **61**(3), pages 712–748.

Cattell, V., J. Redfern, R. Gawthorpe, D.H. and M. Thomas (2010). Architectural style and quantification of a submarine channel-levee system located in a structurally complex area; offshore Nile Delta. *Journal of Sedimentary Research* **80**(11): p. 991-1017.

Chaillou, G., J. Schäfer, P. Anschutz, G. Lavaux et G. Blanc (2003). The behaviour of arsenic in muddy sediments of the Bay of Biscay (France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**(16): p. 2993-3003.

Chaillou, G., J. Schäfer, G. Blanc et P. Anschutz (2008). Mobility of Mo, U, As, and Sb within modern turbidites. *Marine Geology* **254**(3-4): p. 171-179.

Charria, G., P. Lazure, B. Le Cann, A. Serpette, G. Reverdin, S. Louazel, F. Batifoulier, F. Dumas, A. Pichon et Y. Morel (2013). Surface layer circulation derived from lagrangian drifters in the Bay of Biscay. *Journal of Marine Systems* **109-110**(SUPPL): S60-S76.

Choukroune, P. et M. Mattauer (1978). Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaisons avec des modèles actuels. *Bulletin de la Société Géologique de France* **7**: p. 689-700.

Cirac, P., S. Berné, G. Lericolais et O. Weber (1997). Late Quaternary depositional sequence on the north Aquitaine continental shelf (Atlantic ocean, France). Séquences de dépôt dans le Quaternaire terminal du plateau continental nord aquitain (océan Atlantique, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* **168**(6): p. 717-725.

Cirac, P., J. F. Bourillet, R. Gribouard, A. Normand, T. Mulder, V. Bellec, S. Berné, M. Cremer, C. Gorini, É. Gonthier, D. Michel, C. Satra et A. Viana (2001). Canyon of Capbreton: New morphostructural and morphosedimentary approaches. First results of the ITSAS cruise [Le canyon

de Capbreton : Nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas]. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes Earth and Planetary Sciences* **332**(3): 447-455.

Clark, J. D., N. H. Kenyon et K. T. Pickering (1992). Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: Implications for the classification of submarine fans. *Geology* **20**(7): 633-636.

Confederacion-Hidrografica-del-Cantabrico. (2013). "CHCantabrico." Consulté en août 2013, à l'adresse www.chcantabrico.es.

Cojan I. et M. Renard, (2013). Sédimentologie, 3^{ème} édition (Eds. Dunod) 512pp.

Covault et al., Jacob A. Svetlana Kostic, Charles K. Paull, Holly F. Ryan and Andrea Fildani (2014). Submarine channel initiation, filling and maintenance from sea-floor geomorphology and morphodynamic modelling of cyclic steps. *Sedimentologie* **61** (3) : p. 1031-1054.

Cremer, M. (1983). Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques : l'éventail profond du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne), la série des Grés d'Annot (Alpes de Haute Provence). *Thèse de Doctorat, Univ. Bordeaux 1*: 344p.

Cremer, M. (1985). La levée Nord de l'éventail subaquatique du Cap-Ferret : Rôle du modelé du fond et de l'accélération complémentaire de Coriolis sur la répartition des dépôts de débordement turbiditiques. *Bulletin de la Société Géologique de France* **8**(1): p. 49-57.

Cremer, M., F. Grousset, J. C. Faugères, J. Duprat et E. Gonthier (1992). Sediment flux patterns in the northeastern Atlantic: variability since the Last Interglacial. *Marine Geology* **104**: p.31-53.

Cremer, M., F. Grousset, J. C. Faugères, J. Duprat et E. Gonthier (1993). Sediment flux patterns in the northeastern Atlantic: variability since the Last Interglacial. *Marine Geology* **104**: p.31-53.

Cremer, M., P. Orsolini et C. Ravenne (1985). Cap-Ferret Fan, Atlantic Ocean. . *Submarine fans and related turbidites systems*. A. H. Bouma, W. R. Normark and N. E. Barnes. N.-Y., Springer-Verlag: p. 113-120.


Cremer, M., O. Weber et J. M. Jouanneau (1999). Sedimentological of box cores from the Cap-Ferret Canyon area (Bay of Biscay). *Deep-Sea Research II* **46**: p. 2221-2247.

Cremer, M., O. Weber et J. M. Jouanneau (1999). Sedimentology of box cores from the Cap-Ferret Canyon area (Bay of Biscay). *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* **46**(10): p. 2221-2247.

Cronin, B. T. (1994). *Channel-fill architecture in deep-water sequences: variability, quantification and applications.*, University of Wales.

Cronin, B. T., A. M. Akhmetzhanov, A. Mazzini, G. Akhmanov, M. Ivanov et N. H. Kenyon (2005). Morphology, evolution and fill: Implications for sand and mud distribution in filling deep-water canyons and slope channel complexes. *Sedimentary Geology* **179**(1-2): p. 71-97.

Curry, J. R. et D. G. Moore (1974). Sedimentary and tectonic processes in the Bengal deep-sea fan and geosyncline. *The geology of the continental margins*. C. A. Burk and C. L. Drake. New York, Springer-Verlag: p. 617-627.

 **Daly, R. A.** (1936). Origin of submarine canyons. *American Journal of Sciences* **31**: 401-420.

Damuth, J. E. (1980). Use of high-frequency (3.5-12 kHz) echograms in the study of near- bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Marine Geology* **38**(1-3): p. 51-75.

- Damuth, J. E. et D. E. Hayes** (1977). Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Marine Geology* **24**(2): 73-95.
- Damuth, J. E. et N. Kumar** (1975). Amazon Cone: Morphology, Sediments, Age, and Growth Pattern. *Geological Society of America Bulletin* **86**(6): p. 863-878.
- Dansgaard, W., S. J. Johnsen, H. B. Clausen, D. Dahl-Jensen, N. S. Gundestrup, C. U. Hammer, C. S. Hvidberg, J. P. Steffensen, A. E. Sveinbjörnsdottir, J. Jouzel et G. Bond** (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* **364**(6434): p 218-220.
- Dard, L.** (2013). Barège dévastée. *AFP*.
- Dauvilliers, A.** (1961). L'origine du Gouf de Capbreton. *Sciences, Paris*: 49-55.
- Davis, C., P. Haughton, W. McCaffrey, E. Scott, N. Hogg, et D. Kitching** (2009). Character and distribution of hybrid sediment gravity flow deposits from the outer Forties Fan, Palaeocene Central North Sea. UKCS. *Marine and Petroleum Geology* **26**, p. 1919-1939.
- Delmas, M.** (2009). *Chronologie et impact géomorphologique des glaciations quaternaires dans l'est des Pyrénées*. PhD, Université de Paris 1 Panthéon-Sorbonne.
- Delmas, M., M. Calvet, Y. Gunnell, R. Braucher et D. Bourlès** (2011). Palaeogeography and ¹⁰Be exposure-age chronology of Middle and Late Pleistocene glacier systems in the northern Pyrenees: Implications for reconstructing regional palaeoclimates. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **305**(1-4): p. 109-122.
- Deptuc, M. E. Deptuck, G. S. Steffens, M. Barton, C. Pirmez** (2003). Architecture and evolution of upper fan channel-belts on the Niger Delta slope and in the Arabian Sea, *Marine and Petroleum Geology* **20**(6-8), p. 649-676.
- Deptuck, M. E., D. J. W. Piper, B. Savoye et A. Gervais** (2008). Dimensions and architecture of late Pleistocene submarine lobes off the northern margin of East Corsica. *Sedimentology* **55**(4): p. 869-898.
- Deregnacourt, D. et G. Boillot** (1982). Nouvelle carte structurale du Golfe de Gascogne. *Compte-rendu de l'Académie des Sciences de Paris Série II*(94): p. 219-222.
- Derégnencourt, D. et G. Boillot** (1982). Structure géologique du Golfe de Gascogne. *Bulletin du BRGM* **1**(3): 149-178.
- Droz, L., G. A. Auffret, B. Savoye et J.-F. Bourillet** (1999). L'éventail profond de la marge celtique: stratigraphie et évolution sédimentaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* **328**(3): p. 173-180.
- Droz, L., T. Marsset, H. Ondréas, M. Lopez, B. Savoye et F.-L. Spy-Anderson** (2003). Architecture of an active mud-rich turbidite system: The Zaire Fan (Congo-Angola margin southeast Atlantic): Results from ZaiAngo 1 and 2 cruises. *AAPG Bulletin* **87**(7): p. 1145-1168.
- Droz, L., F. Rigaut, P. Cochonat et R. Tofani** (1996). Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *Geological Society of America Bulletin* **108**(3): p. 253-269.



E.P.T.B. (2003). "Etude monographique des fleuves et grandes rivières de France - Le Bassin de l'Adour." Consulté le 18 aout 2013 à l'adresse <http://www.eptb.asso.fr/documentation-1/etude-monographique/adour.pdf>.

- Ehlers, J. et P. Gibbard**, Eds. (2004). *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology, Part I: Europe*. Developments in Quaternary Sciences. Amsterdam, Elsevier.
- Ehlers, J. et P. L. Gibbard** (2007). The extent and chronology of Cenozoic Global Glaciation. *Quaternary International* **164-165**: p. 6-20.
- Elliot, M., L. Labeyrie, T. Dokken et S. Manthe** (2001). Coherent patterns of ice-rafted debris deposits in the Nordic regions during the last glacial (10-60 ka). *Earth and Planetary Science Letters* **194**(1-2): p. 151-163.
- Elliot, M., L. Labeyrie et J. C. Duplessy** (2002). Changes in North Atlantic deep-water formation associated with the Dansgaard - Oeschger temperature oscillations (60-10 ka). *Quaternary Science Reviews* **21**(10): p. 1153-1165.
- Ercilla, G., B. Alonso, R.B. Wynn et J. Baraza** (2002). Turbidity current sediment waves on irregular slopes: observations from the Orinoco sediment-wave field, *Marine Geology* **192**(1-3, 1), p. 171-187.
- Ercilla, G., D. Casas, F. Estrada, J. T. Vázquez, J. Iglesias, M. García, M. Gómez, J. Acosta, J. Gallart et A. Maestro-González** (2008). Morphosedimentary features and recent depositional architectural model of the Cantabrian continental margin. *Marine Geology* **247**(1-2): p. 61-83.
- Etcheber, H., J.-C. Relexans, M. Beliard, O. Weber, R. Buscail et S. Heussner** (1999). Distribution and quality of sedimentary organic matter on the Aquitanian margin (Bay of Biscay). *Deep-Sea Research II* **46**: p. 2249-2288.
- Etienne, S.** (2012). *Caractérisation architecturale haute-résolution des lobes turbiditiques sableux confinés. Exemple de la Formation des Grès d'Annot (Eocène-Oligocène, SE France)*. PhD, Université de Bordeaux 1.
- Eynaud, F., B. Malaizé, S. Zaragosi, A. de Vernal, J. Scourse, C. Pujol, E. Cortijo, F. E. Grousset, A. Penaud, S. Toucanne, J.-L. Turon et G. Auffret** (2012). New constraints on European glacial freshwater releases to the North Atlantic Ocean. *Geophysical Research Letters* **39**(15): L15601.
- Eynaud, F., S. Zaragosi, J. D. Scourse, M. Mojtabid, J. F. Bourillet, I. R. Hall, A. Penaud, M. Locascio et A. Reijonen** (2007). Deglacial laminated facies on the NW European continental margin: The hydrographic significance of British-Irish Ice Sheet deglaciation and Fleuve Manche paleoriver discharges. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* **8**(6).



- Farre, J. A., B. A. McGrego, W. B. F. Ryan et J. M. Robb** (1983). Breaching the shelfbreak: Passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. *The shelfbreak: Critical interface on continental margins*. D. J. Stanley and M. G.T. Tulsa, U.S.A., Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication: p. 25-39.
- Faugères, J. C., E. Gonthier, P. Cirac, T. Mulder, P. Castaing et V. K. Bellec** (2000). Origine des dunes géantes rencontrées sur le plateau landais (Golfe de Gascogne). *Colloque international d'océanographie du Golfe de Gascogne n°7*. a. d. c.-. IFREMER. Biarritz, Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer. **31**: p. 26-32.
- Faugères, J. C., E. Gonthier, T. Mulder, N. Kenyon, P. Cirac, R. Griboulard, S. Berné et R. Lesuavé** (2002). Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic). *Marine Geology* **182**(3-4): p. 279-302.

Faugeres, J. C., P. Imbert, A.-L. Mezerais et M. Cremer (1998). Seismic patterns of a muddy contourite fan (Vema Channel, South Brazilian Basin) and a sandy distal turbidite deep-sea fan (Cap Ferret system, Bay of Biscay): a comparison. *Sedimentary Geology* **115**: p.81-110.

Féniès, H. et G. Lericolais (2005). Internal architecture of an incised valley-fill on a wave- and tide-dominated coast (the Leyre incised valley, Bay of Biscay, France). *Architecture interne d'une vallée incisée sur une côte à forte énergie de houle et de marée (vallée de la Leyre, côte aquitaine, France)* **337**(14): p. 1257-1266.

Fenies, H., G. Lericolais et H. W. Posamentier (2010). Comparison of wave-and tide-dominated incised valleys: specific processes controlling systems tract architecture and reservoir geometry. *Bulletin de la Société Géologique de France* **181**(2): p. 171-181.

Ferrer, O., E. Roca, B. Benjumea, J. A. Muñoz, N. Ellouz et M. Team (2008). The deep seismic reflection MARCONI-3 profile: Role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay. *Marine and Petroleum Geology* **25**(8): p. 714-730.

Fildani, A., S. M. Hubbard, J. A. Covault, K. L. Maier, B. W. Romans, M. Traer et J. C. Rowland (2013). Erosion at inception of deep-sea channels. *Marine and Petroleum Geology* **41**(1): p.48-61.

Fildani, A. et W. R. Normark (2004). Late Quaternary evolution of channel and lobe complexes of Monterey Fan. *Marine Geology* **206**(1-4): p. 199-223.

Fildani, A., W. R. Normark, S. Kostic et G. Parker (2006). Channel formation by flow stripping: Large-scale scour features along the Monterey East Channel and their relation to sediment waves. *Sedimentology* **53**(6): 1265-1287.

Flood, R. D., P. L. Manley, R. O. Kowsmann, C. J. Appi et C. Pirmez (1991). Seismic facies and late Quaternary growth of the Amazon submarine fan. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Modern and Ancient Submarine Fans and turbidite systems. Frontiers in sedimentary geology*. P. W. a. M. H. Link. New-York, Springer-Verlag: p. 415-433.

Flood, R. D. et D. J. W. Piper (1997). Amazon Fan Sedimentation: The relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Laus and L. C. Peterson. **155**.



Gallastegui, J., J. A. Pulgar et J. Gallart (2002). Initiation of an active margin at the North Iberian continent-ocean transition. *Tectonics* **21**(4): 15-11 15-14.

Galloway, W. E. (1998). Siliclastic slope and base-of-slope depositional systems: Components facies, stratigraphic architecture and classification. *AAPG Bulletin* **82**: p. 569-595.

García-Mondéjar, J. (1996). Plate reconstruction of the Bay of Biscay. *Geology* **24**(7): p.635-638.


García-Mondéjar, J., L. M. Agirrezabala, A. Aranburu, P. A. Fernández-Mendiola, I. Gómez-Pérez, M. López-Horgue et I. Rosales (1996). Aptian-Albian tectonic pattern of the Basque-Cantabrian Basin (northern Spain). *Geological Journal* **31**(1): p. 13-45.

García-Ruiz, J. M., C. Martí-Bono, J. L. Peña-Monné, C. Sancho, E. J. Rhodes, B. Valero-Garcés, P. González-Sampériz et A. Moreno (2013). Glacial and Fluvial Deposits in the Aragón Valley, Central-Western Pyrenees: Chronology of the Pyrenean Late Pleistocene Glaciers. *Geografiska Annaler, Series A: Physical Geography* **95**(1): p.15-32.

- García-Ruiz, J. M., A. Moreno, B. Gonzales Sampériz, B. Valero-Garcés et C. Martí-Bono** (2010). La cronología del último ciclo glaciario en las montañas del sur de Europa, una revisión. *Cuaternario y geomorfología: Revista de la Sociedad Española de Geomorfología y Asociación Española para el Estudio del Cuaternario*. **24**(1-2): p. 35-46.
- García-Ruiz, J. M., B. L. Valero-Garcés, C. Martí-Bono et P. González-Sampériz** (2003). Asynchronicity of maximum glacier advances in the central Spanish Pyrenees. *Journal of Quaternary Science* **18**(1): p. 61-72.
- Gaudin, M.** (2006). *Processus et enregistrements sédimentaires dans les canyons sous-marins Bourcart et de Capbreton durant le dernier cycle climatique*. PhD, Université de Bordeaux 1.
- Gaudin, M., T. Mulder, P. Cirac, S. Berné et P. Imbert** (2006). Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters* **26**(6): p. 331-345.
- Gibbard, P. et K. M. Cohen** (2008). Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years. *Episodes* **31**(2): p. 243-247.
- Gibbard, P. et T. van Kolfschoten** (2005). The Pleistocene and Holocene Series. *A geological Time Scale 2004*. F. M. Gradstein, J. G. Ogg and A. G. Smith. Cambridge, Cambridge University Press: 441-452.
- Gibbard, P. L. et M. J. Head** (2009). IUGS ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 MA. *Quaternaire* **20**(4): 411-412.
- Gibbard, P. L. et M. J. Head** (2010). The newly-ratified definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the pleistocene series/epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification. *Episodes* **33**(3): p. 152-158.
- Gibbard, P. L., M. J. Head et M. J. C. Walker** (2010). Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science* **25**(2): p. 96-102.
- Gibbard, P. L., J. Rose et D. R. Bridgland** (1988). The History of the Great Northwest European Rivers During the Past Three Million Years [and Discussion]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. B, Biological Sciences* **318**(1191): p. 559-602.
- Goff, J. A.** (2001). Quantitative classification of canyon systems on continental slope and possible relationship on slope curvature. *Geophysical Research Letters* **28**: p. 4359-4362.
- Gong, Z., C. G. Langereis et T. A. T. Mullender** (2008). The rotation of Iberia during the Aptian and the opening of the Bay of Biscay. *Earth and Planetary Science Letters* **273**(1-2): p. 80-93.
- Gonthier, E., P. Cirac, J. C. Faugeres, M. Gaudin, M. Cremer et J. F. Bourillet** (2006). Instabilities and deformation in the sedimentary cover on the upper slope of the southern Aquitaine continental margin, north of the Capbreton canyon (Bay of Biscay). *Scientia Marina* **70**(SUPPL. 1): p. 89-100.
- González-Sampériz, P., B. L. Valero-Garcés, A. Moreno, G. Jalut, J. M. García-Ruiz, C. Martí-Bono, A. Delgado-Huertas, A. Navas, T. Otto et J. J. Dedoubat** (2006). Climate variability in the Spanish Pyrenees during the last 30,000 yr revealed by the El Portalet sequence. *Quaternary Research* **66**(1): p. 38-52.
- Gradstein, F. M., J. G. Ogg et F. J. Hilgen** (2012). On the geologic time scale. *Newsletters on Stratigraphy* **45**(2): 171-188.
- Grousset, F. E., L. Labeyrie, J. A. Sinko, M. Cremer, G. Bond, J. Duprat, E. Cortijo et S. Huon** (1993). Patterns of Ice-Rafted Detritus in the Glacial North Atlantic (40–55°N). *Paleoceanography* **8**(2): 175-192.

Grousset, F. E., C. Pujol, L. Labeyrie, G. Auffret et A. Boelaert (2000). Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? *Geology* **28**(2): p. 123-126.

Guy, H.P., D.B. Simons, et E.V. Richardson (1966) Summary of alluvial channel data from plume experiments. *US Geol. Surv.* **462** (1), 96 pp.

 **ampton, M. A.** (1972). The role of subaqueous debris flow generating turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research* **42**: 775-793.

Hampton, M. A. (1975). Competence of fine-grained debris flows. *Journal of Sedimentary Petrology*. **45**: 834-844.

Hand, B.M., J.M. Wessel, et M.O. Hayes (1969). Antidunes in the Mount Toby Conglomerate (Triassic), Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**: p.1310-1316.

Harris, P. T. et T. Whiteway (2011). Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Marine Geology* **285**(1-4): p. 69-86.

Harrison, S. P. et M. F. Sanchez Goñi (2010). Global patterns of vegetation response to millennial-scale variability and rapid climate change during the last glacial period. *Quaternary Science Reviews* **29**(21-22): p.2957-2980.

Haughton, P.D.W., S.P. Barker et W. McCaffrey (2003). 'Linked' debrites in sand-rich turbidite systems - Origin and significance. *Sedimentology* **50**, p. 459-482.

Haughton, P.D.W., C. Davis, W. McCaffrey et S.P. Barker (2009). Hybrid sediment gravity flow deposits. Classification, origin and significance: *Marine and Petroleum Geology* **26**: p. 1900-1918.

Heezen, B. C., R. J. Menzies, E. D. Schneider, W. M. Ewing et N. C. L. Greanelli (1964). Congo Submarine Canyon. *AAPG Bulletin* **48**(7): p. 1126-1149.

Heinrich, H. (1988). Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years. *Quaternary Research* **29**(2): p. 142-152.

Hemming, S. R. (2004). Heinrich events: Massive late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint. *Reviews of Geophysics* **42**(1): RG1005 1001-1043.

Hiscott, R. N., F. R. Hall et C. Pirmez (1997). Turbidity-current overspill from the Amazon Channel: Texture of the silt/sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility and implications for flow processes. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and L. C. Peterson. College Station, TX. **155**: p. 53-78.

Hodgson, D.M., S.S. Flint, D. Hodgetts, N.J. Drinkwater, E.P. Johannessen et S.M. Luthi (2006). Stratigraphic evolution of fine-grained submarine fan systems, Tanqua depocentre, Karoo basin, South Africa. *Journal of Sedimentary Research* **76**: p. 20-40.

Hübscher, C., V. Spieß, M. Breitzke et M. E. Weber (1997). The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: results from digital sediment echosounder data. *Marine Geology* **141**(1-4): p. 125-145.

Hughes, P. D., P. L. Gibbard et J. Ehlers (2013). Timing of glaciation during the last glacial cycle: Evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth-Science Reviews*(0).

Hughes, P. D., P. L. Gibbard et J. Ehlers (2013). Timing of glaciation during the last glacial cycle: evaluating the concept of a global 'Last Glacial Maximum' (LGM). *Earth-Science Reviews* **125**(0): p. 171-198.

Hughes, P. D. et J. C. Woodward (2008). Timing of glaciation in the Mediterranean mountains during the last cold stage. *Journal of Quaternary Science* **23**(6-7): p. 575-588.

Huybers, P. (2007). Glacial variability over the last two million years: an extended depth-derived age model, continuous obliquity pacing, and the Pleistocene progression. *Quaternary Science Reviews* **26**(1-2): p. 37-55.

Huybers, P. (2009). Pleistocene glacial variability as a chaotic response to obliquity forcing. *Climate of the Past* **5**(3): p.481-488.



.G.M.E. (2013). "Servicios de Mapas ". Consulté en October 2013 à l'adresse <http://mapas.igme.es/Servicios/default.aspx>.

Idier, D., B. Castelle, E. Charles et C. Mallet (2013). Longshore sediment flux hindcast: spatio-temporal variability along the SW Atlantic coast of France *Journal of Coastal Research* **SP 65**: p. 1785-1790.

IFREMER (2010). "PASISAR: Un nouvel outil pour obtenir des données sismiques très hautes résolutions près du fond." Consulté en mai 2013 à l'adresse <http://www.ifremer.fr/drogm/Activites/Instrumentation/Pasisar>.

Iglesias Crespo, J. (2009). *Sedimentation on the Cantabrian Continental Margin from Late Oligocene to Quaternary*. PhD, Universidade de Vigo.

Iglesias, J., G. Ercilla, S. García-Gil et A. G. Judd (2010). Pockforms: An evaluation of pockmark-like seabed features on the Landes Plateau, Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters* **30**(3-4): p. 207-219.



alut, G., V. Turu i Michels, J. J. Dedoubat, T. Otto, J. Ezquerro, M. Fontugne, J. M. Belet, L. Bonnet, A. G. de Celis, J. M. Redondo-Vega, J. R. Vidal-Romaní et L. Santos (2010). Palaeoenvironmental studies in NW Iberia (Cantabrian range): Vegetation history and synthetic approach of the last deglaciation phases in the western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **297**(2): p. 330-350.

Jammes, S., G. Manatschal, L. Lavier et E. Masini (2009). Tectonosedimentary evolution related to extreme crustal thinning ahead of a propagating ocean: Example of the western Pyrenees. *Tectonics* **28**(4).

Jegou, I., B. Savoye, C. Pirmez et L. Droz (2008). Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: The missing piece. *Marine Geology* **252**(1-2): p. 62-77.

Jiménez-Sánchez, M., L. Rodríguez-Rodríguez, J. M. García-Ruiz, M. J. Domínguez-Cuesta, P. Farias, B. Valero-Garcés, A. Moreno, M. Rico et M. Valcárcel (2013). A review of glacial geomorphology and chronology in northern Spain: Timing and regional variability during the last glacial cycle. *Geomorphology* **196**: p. 50-64.

Jouanneau, J. M., O. Weber, N. Champilou, P. Cirac, I. Muxika, A. Borja, A. Pascual, J. Rodríguez-Lázaro et O. Donard (2008). Recent sedimentary study of the shelf of the Basque country. *Journal of Marine Systems* **72**(1-4): p. 397-406.

K

Kane, I. A., et A.S. Pontén (2012). Submarine transitional flow deposits in the Paleogene Gulf of Mexico. *Geology*, **40** (12), p.1119-1122.

Kenyon, N., A. Amir et A. Cramps (1995). Geometry of the younger sediment bodies of the Indus fan. *Atlas of Deep Water Environments: Architectural Styles in Turbidites Systems*. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, F. Ricci Lucchi and R. D. A. Smith. London, Chapman and Hall: p. 89-93.

Kenyon, N. H., R. Belderson et A. H. Stride (1978). Channels, canyons and slump folds on the continental slope between South-West Ireland and Spain. *Oceanologica Acta* **1**: p. 369-380.

Klingebiel, A. et P. H. Legigan (1978). IV^e centenaire du détournement de l'Adour 1578-1978. *Extrait des actes du Congrès de Bayonne*: 23-33.

Kneller, B. C. (1995). Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. *Characterization of Deep Marine Clastic Systems*. A. J. Hartley and D. J. Prosser. London, Geological Society of London, Special Publication. **94**: p. 31-49.

Kneller, B. C. et M. J. Branney (1995). Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology* **42**: p. 607-616.

Kolla, V. et M. A. Perlmutter (1993). Timing of Turbidite Sedimentation on the Mississippi Fan. *AAPG Bulletin* **77**(7): p. 1129-1141.

Komar, P. D. (1971). Hydraulic jumps in turbidity currents. *Geological Society of America Bulletin* **82**: p. 1477-1488.

Kostic, S. (2011). Modeling of submarine cyclic steps: Controls on their formation, migration, and architecture. *Geosphere* **7**(2): p. 294-304.

Kostic, S. et G. Parker (2006). Numerical experiments on subaqueous cyclic steps due to turbidity currents, Urbana, IL.

Kostic, S., O. Sequeiros, B. Spinewine et G. Parker (2010). Cyclic steps: A phenomenon of supercritical shallow flow from the high mountains to the bottom of the ocean. *Journal of Hydro-Environment Research* **3**(4): p.167-172.

Kuenen, P. H. (1937). Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons. *Leidshe Geologische Mededeelingen* **8**: p.327-351.

Kukla, G. (2005). Saalian supercycle, Mindel/Riss interglacial and Milankovitch's dating. *Quaternary Science Reviews* **24**(14-15): p.1573-1583.

L

ambeck, K. (1997). Sea-level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **129**(1-2): p. 1-22.

Lastras, G., R. G. Arzola, D. G. Masson, R. B. Wynn, V. A. I. Huvenne, V. Hühnerbach et M. Canals (2009). Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin. *Geomorphology* **103**(3): p. 310-329.

Laval, A., M. Cremer, P. Beghin et C. Ravenne (1988). Density surges: two-dimensional experiments. *Sedimentology* **35**: p. 73-84.

- Le Boyer, A., G. Charria, B. Le Cann, P. Lazure et L. Marié** (2013). Circulation on the shelf and the upper slope of the Bay of Biscay. *Continental Shelf Research* **55**: p. 97-107.
- Le Pichon, X., J. Bonnin, J. Francheteau et J. C. Sibuet**, Eds. (1971). *Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne*, in *Histoire Structurale du Golfe de Gascogne*. Paris, Technip.
- Lee, S. H., S. K. Chough, G. G. Back et Y. B. Kim** (2002). Chirp (2-7-kHz) echo characters of the South Korea Plateau, East Sea: Styles of mass movement and sediment gravity flow. *Marine Geology* **184**(3-4): p. 227-247.
- Legigan, P. H.** (1979). *L'élaboration de la formation du sable des Landes, dépôts résiduel de l'environnement sédimentaire Pliocène-Pléistocène centre aquitain* PhD, Université de Bordeaux 1.
- Lericolais, G., S. Berné et H. Féliès** (2001). Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). *Marine Geology* **175**(1-4): p.183-197.
- Lisiecki, L. E. et M. E. Raymo** (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ 18O records. *Paleoceanography* **20**(1): 1-17.
- Llave, E., F. J. Hernández-Molina, D. A. V. Stow, M. C. Fernández-Puga, M. García, J. T. Vázquez, A. Maestro, L. Somoza et V. Díaz del Río** (2007). Reconstructions of the Mediterranean Outflow Water during the Quaternary based on the study of changes in buried mounded drift stacking pattern in the Gulf of Cadiz. *Marine Geophysical Researches* **28**(4): p. 379-394.
- Lo Iacono, C., S. Attilio, M. Agate, V. Lo Presti, F. Pepe et R. Catalano** (2011). Submarine canyon morphologies in the Gulf of Palermo (Southern Tyrrhenian Sea) and possible implications for geo-hazard. *Marine Geophysical Researches* **32**: p.127-138.
- Loncke, L., V. Gaullier, G. Bellaiche et J. Mascle** (2002). Recent depositional patterns of the Nile deep-sea fan from echo-character mapping. *AAPG Bulletin* **86**(7): p.1165-1186.
- Loncke, L., V. Gaullier, L. Droz, E. Ducassou, S. Migeon et J. Mascle** (2009). Multi-scale slope instabilities along the Nile deep-sea fan, Egyptian margin: A general overview. *Marine and Petroleum Geology* **26**(5): p. 633-646.
- Lowe, D. R.** (1982). Sediment gravity flows: II-depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*. **52**: p.279-297.
- Lowe, D.R. et M. Guy** (2000) Slurry-flow deposits in the Britannia Formation (Lower Cretaceous), North Sea: a new perspective on the turbidity current and debris flow problem, *Sedimentology* **47**(1), p. 31-70.
- Lowe, J. J., S. O. Rasmussen, S. Björck, W. Z. Hoek, J. P. Steffensen, M. J. C. Walker et Z. C. Yu** (2008). Synchronisation of palaeoenvironmental events in the North Atlantic region during the Last Termination: a revised protocol recommended by the INTIMATE group. *Quaternary Science Reviews* **27**(1-2): p. 6-17.
- Lüthi, S.** (1980). Some new aspects of two-dimensional turbidity currents. *Sedimentology* **28**: p. 97-105.



Macdonald, H. A., R. B. Wynn, V. A. Huvenne, J. Peakall, D. G. Masson, P. P. Weaver et S. D. McPhail (2011). New insights into the morphology, fill, and remarkable longevity (>0.2 m.y.) Of modern deep-water erosional scours along the northeast Atlantic margin. *Geosphere* **7**(4): p.845-867.

- Maier, K.L., A. Fildani, C. K. Paull, S.A. Graham, T. R. McHargue, D.W. Caress et M. McGann** (2011). The elusive character of discontinuous deep-water channels: New insights from Lucia Chica channel system, offshore California. *Geology* **39**: p. 327-330.
- Malod, J.-A. et A. Mauffret** (1990). Iberian plate motions during the Mesozoic. *Tectonophysics* **184**: p.261-278.
- Maneux, E., O. Clément, X. Charritton, J. Dumas et L. Barrière** (1997). Dynamique sédimentaire d'un petit fleuve côtier du piémont pyrénéen soumis à un climat océanique. *Laboratoire d'étude de l'érosion en montagne*. L. b. v. e. d. Draix, Cemagref: p. 135-142.
- Maneux, E., J. Dumas, O. Clément, H. Etcheber, X. Charritton, J. Etchart, E. Veyssy et P. Rimmelin** (1999). Assessment of suspended matter input into the oceans by small mountainous coastal rivers: The case of the Bay of Biscay. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Serie IIa: Sciences de la Terre et des Planètes* **329**(6): p.413-420.
- Mansor, S.** (2004). *Facies sismique et architecture du système turbiditique armoricain*. R. d. D. d. E. Approfondi. Brest, Université de Bretagne Occidentale: 51.
- Mardones, M. et G. Jalut** (1983). La tourbière de Biscaye (Alt. 409m, Hautes Pyrénées): approche paléoécologique des 45 000 dernières années. *Pollen et Spores* **25**: p.163-212.
- Martinson, D. G., N. G. Pisias, J. D. Hays, J. Imbrie, T. C. Moore Jr et N. J. Shackleton** (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages: Development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research* **27**(1): p. 1-29.
- Maslin, M. A. et C. W. Smart** (2010). Holocene bipolar climate seesaw: Possible subtle evidence from the deep North East Atlantic Ocean? *Journal of Quaternary Science* **25**(3): p.237-242.
- Masson, D. G., V. A. I. Huvenne, H. C. de Stigter, R. G. Arzola et T. P. LeBas** (2011). Sedimentary processes in the middle Nazaré Canyon. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* **58**(23-24): p. 2369-2387.
- Mazières, A., H. Gillet, B. Castelle, T. Mulder, C. Guyot, T. Garlan et C. Mallet** (2014). High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay—French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling. *Marine Geology* **351**(0): p. 1-12.
- McHargue, T.** (1991). Seismic Facies, Processes, and Evolution of Miocene Inner Fan Channels, Indus Submarine Fan. Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. *Frontiers in Sedimentary Geology*, p. 403-413.
- McManus, J. F.** (2004). A great grand-daddy of ice cores. *Nature* **429**(6992): p. 611-612.
- Menier, D., J. Y. Reynaud, J. N. Proust, F. Guillocheau, P. Guennoc, S. Bonnet, B. Tessier et E. Goubert** (2006). Basement control on shaping and infilling of valleys incised at the southern coast of Brittany, France. *S.E.P.M. (Society for Sedimentary Geology) Special Publication* **8**: p.37-55.
- Menier, D., B. Tessier, J.-N. Proust, A. Baltzer, P. Sorrel et C. Traini** (2010). The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). *Bulletin de la Société Géologique de France* **181**(2): p. 115-128.
- Ménot, G., E. Bard, F. Rostek, J. W. H. Weijers, E. C. Hopmans, S. Scheuten et J. S. Sinninghe Damsté** (2006). Early reactivation of European rivers during the last deglaciation. *Science* **313**(5793): p.1623-1625.
- Mezerais, A.-L.** (1991). *Accumulations sédimentaires profondes, par courants de turbidité (éventail du Cap-Ferret, Golfe de Gascogne) et par courants de fond (déboché du chenal Vema, Bassin Sud Brésilien). Géométrie, Faciès et Processus d'Edification*. PhD Géologie et Océanologie, Université de Bordeaux 1.

- Middleton, G.V.** (1965). Antidune cross-bedding in a large plume. *Journal of Sedimentary Petrology*, **35**, p. 922-927.
- Middleton, G. V. et M. A. Hampton** (1973). Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition. *Turbidites and deep-water sedimentation*. G. V. Middleton and A. H. Bouma, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section Short Course: 1-38.
- Migeon, S., E. Ducassou, Y. Le Gonidec, P. Rouillard, J. Mascle, et M. Revel-Rolland** (2010). Lobe construction and sand/mud segregation by turbidity currents and debris flows on the western Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean). *Sedimentology* **229**, p. 124-143.
- Migeon, S., T. Mulder, B. Savoye et F. Sage** (2012). Hydrodynamic processes, velocity structure and stratification in natural turbidity currents: Results inferred from field data in the Var Turbidite System. *Sedimentary Geology* **245-246**: p.48-62.
- Migeon, S., B. Savoye et J. C. Faugeres** (2000). Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution. *Sedimentary geology* **133**: p.265-293.
- Migeon, S., B. Savoye, E. Zanella, T. Mulder, J. C. Faugeres et O. Weber** (2001). Detailed seismic-reflection and sedimentary study of turbidite sediment waves on the Var Sedimentary Ridge (SE France): significance for the sediment transport and deposition and for the mechanisms of the sediment-wave construction. *Marine and Petroleum Geology* **18**: p.179-208.
- Migeon, S., O. Weber, J. C. Faugeres et J. Saint-Paul** (1999). SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* **18**(3): p. 251-255.
- Milankovitch, M.** (1948). Ausbau und gegenwärtiger Stand der astronomischen Theorie der erdgeschichtlichen Klimate. *Experientia* **4**(11): p. 413-418.
- Milliman, J. D. et J. P. M. Syvitski** (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology* **100**(5): p. 525-544.
- Mohrig, D., C. Ellis, G. Parker, K. X. Whipple et M. Hondzo** (1998). Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geological Society of America Bulletin* **110**(3): p. 387-394.
- Mojtahid, M., F. Eynaud, S. Zaragosi, J. Scourse, J. F. Bourillet et T. Garlan** (2005). Palaeoclimatology and palaeohydrography of the glacial stages on Celtic and Armorican margins over the last 360 000 yrs. *Marine Geology* **224**(1-4): p. 57-82.
- Montserrat, J. M.** (1992). Evolucion glacial y postglacial del clima y la vegetacion en la vertiente sur del Pirineo: estudio palinologico. *Monografias del Instituto Pirenaico de Ecologia*. Zaragoza, Consejo Superior de Investigaciones Cientificas. **6**.
- Moreno, A., P. González-Sampériz, M. Morellón, B. L. Valero-Garcés et W. J. Fletcher** (2012). Northern Iberian abrupt climate change dynamics during the last glacial cycle: A view from lacustrine sediments. *Quaternary Science Reviews* **36**: p.139-153.
- Moreno, A., B. L. Valero-Garcés, M. Jiménez-Sánchez, M. J. Domínguez-Cuesta, M. P. Mata, A. Navas, P. González-Sampériz, H. Stoll, P. Farias, M. Morellón, J. P. Corella et M. Rico** (2010). The last deglaciation in the Picos de Europa National Park (Cantabrian Mountains, northern Spain). *Journal of Quaternary Science* **25**(7): p. 1076-1091.
- Morris, S. A., N. H. Kenyon, A. F. Limonov et J. Alexander** (1998). Downstream changes of large-scale bed forms in turbidites around the Valencia channel mouth, north-west Mediterranean: Implications for palaeoflow reconstruction. *Sedimentology* **45**(2): p.365-377.
- Mountjoy, J. J., P. M. Barnes et J. R. Pettinga** (2009). Morphostructure and evolution of submarine canyons across an active margin: Cook Strait sector of the Hikurangi Margin, New Zealand. *Marine Geology* **260**(1-4): p.45-68.

- Mulder, T.** (2001). Sedimentary Processes and Déposits on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains. *Deep-Sea Sediments*. H. Hüneke and T. Mulder, Elsevier. **63**: p.20-148.
- Mulder, T. et J. Alexander** (2001). Abrupt change in slope causes variation in the deposit thickness of concentrated particle-driven density currents. *Marine Geology* **175**(1–4): 221-235.
- Mulder, T. et J. Alexander** (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* **48**(2): p. 269-299.
- Mulder, T., P. Cirac, M. Gaudin, J. F. Bourillet, J. Tranier, A. Normand, O. Weber, R. Griboulard, J. M. Jouanneau, P. Anschutz et F. J. Jorissen** (2004). Understanding continent-ocean sediment transfer. *Eos* **85**(27): p. 257+261-262.
- Mulder, T. et P. Cochonat** (1996). Classification of offshore mass movements. *Jornal of Sedimentary Research* **66**: p. 43-57.
- Mulder, T., E. ducassou, H. Gillet, V. Hanquiez, E. Tournadour, J. Combes, G. P. Eberli, P. Kindler, É. Gonthier, G. Conesa, C. Robin, R. Sianipar, J. J. G. Reijimer et A. François** (2012). Canyon morphology on a modern carbonate slope of the Bahamas: Evidence of regional tectonic tilting. *Geology* **40**: p. 771-774.
- Mulder, T. et S. Etienne** (2010). Lobes in deep-sea turbidite systems: State of the art. *Sedimentary Geology* **229**(3): p. 75-80.
- Mulder, T., S. Migeon, B. Savoye et J. C. Faugères** (2001). Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: A record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters* **21**(2): p. 86-93.
- Mulder, T., S. Migeon, B. Savoye et J. M. Jouanneau** (2001). Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. *Geology* **29**(11): p. 1011-1014.
- Mulder, T. et J. P. M. Syvitski** (1995). Turbidity Currents Generated at River Mouths during Exceptional Discharges to the World Oceans. *The Journal of Geology* **103**(3): p. 285-299.
- Mulder, T., O. Weber, P. Anschutz, F. J. Jorissen et J. M. Jouanneau** (2001). A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Marine Letters* **21**(3): p. 149-156.
- Mulder, T., S. Zaragosi, T. Garlan, J. Mavel, M. Cremer, A. Sottolichio, N. Sénéchal et S. Schmidt** (2012). Present deep-submarine canyons activity in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Marine Geology* **295-298**: p. 113-127.
- Mutti, E.** (1977). Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology* **24**(1): p. 107-131.
- Mutti, E.** (1979). Turbidites et cônes sous-marins profonds. *Sédimentation détritique*. P. Homewood. Fribourg, Institut de Géologie, Université de Fribourg.
- Mutti, E., F. R. Lucchi, M. Seguret et G. Zanzucchi** (1984). Seismoturbidites: A new group of resedimented deposits, *Marine Geology*, Volume **55**(1–2): p.103-116.
- Mutti, E.** (1985). Turbidite systems and their relations to depositional sequences. *Provenance of Arenites*. G. C. Zuffa. Dordrecht, Reidel Publishing Company: p. 65-93.
- Mutti, E.** (1992). Turbidites Sandstones. Sand Donato Milanese, Agip, Istituto di Geologia, Università di Parma.
- Mutti, E.** (1999). *An Introduction to the Analysis of Ancient Turbidite Basins from an Outcrop Perspective: AAPG Continuing Education Course Note, No. 39*, AAPG.

Mutti, E. et W. Normark (1987). Comparing Examples of Modern and Ancient Turbidite Systems: Problems and Concepts. *Marine Clastic Sedimentology*. J. K. Leggett and G. G. Zuffa, Springer Netherlands: 1-38.

Mutti, E. et W. Normark (1991). An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems*. P. Weimer and M. Link, Springer New York: 75-106.

Mutti, E. et W. R. Normark (1987). Comparing examples of modern and ancient turbidite systems; problems and concepts. United Kingdom, Graham and Trotman : London, United Kingdom: 1-38.

Mutti, E. et F. Ricci Lucchi (1972). Le torbiditi dell' Appennino Settentrionale: introduzione all' analisi di facies. *Memorie della Società Geologica Italiana* **11**: p. 161-199.

Mutti, E., R. Tinterri, E. Remacha, N. Mavilla, S. Angella et L. Fava (1999). An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *AAPG Continuing Education Course Note Series* Tulsa, American Association of Petroleum Geologists. **39**: p. 61.



Nardin, T. R., F. J. Hein, D. S. Gorsline et B. Edwards (1979). A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. *SEPM Special publication Geology of Continental slopes*: 61-p.73.

Nely, G., F. Coumes, M. Cremer, P. Orsolini, B. Petitperrin et C. Ravenne (1985). L'éventail profond du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne, France) : reconnaissance des divers processus sédimentaires interférents grâce à une méthodologie d'exploration originale. B. d. C. d. R. E.-P. d'Elf-Aquitaine. Pau, Société Nationale Elf Aquitaine. **9**.

Nesteroff, W. D., S. Duplaix, J. Sauvage, Y. Lancelot, F. Melières et E. Vincent (1968). Les dépôts récents du Canyon de Capbreton. *Bulletin de la Société Géologique de France* **X**(2): 218-252.

Normark, W. R. (1970). Channel piracy on Monterey Deep-Sea Fan. *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts* **17**(5): p. 837-846.

Normark, W. R. (1970). Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bulletin* **54**: p. 2170-2195.

Normark, W.R., G. R. Hess, D.A.V. Stow, A.J. Bowen, (1980). Sediment waves on the monterey fan levee: A preliminary physical interpretation, *Marine Geology* **37**(1-2), August 1980, p. 1-18.

Normark, W. R. et P. R. Carlson (2003). Giant submarine canyons: is size a clue to their importance in the rock record? *Extreme depositional environments: Mega end members in geological time*. M. A. Chan and A. W. Archer. Boulder, Colorado, Geological Society of America. **SP 370**: p. 1-15.

Normark, W. R., C. K. Paull, D. W. Caress, W. Ussler lii et R. Sliter (2009). Fine-scale relief related to late holocene channel shifting within the floor of the upper Redondo Fan, offshore Southern California. *Sedimentology* **56**(6): p. 1690-1704.

Normark, W. R., C. K. Paull, D. W. Caress, W. Ussler lii et R. A. Y. Sliter (2009). Fine-scale relief related to Late Holocene channel shifting within the floor of the upper Redondo Fan, offshore Southern California. *Sedimentology* **56**(6): p. 1690-1704.

Normark, W. R., D. J. W. Piper et G. R. Hess (1979). Distributary channels, sand lobes, and mesotopography of Navy Submarine Fan, California borderland, with applications to ancient fan sediments. *Sedimentology* **26**(6): p.749-774.

Normark, W. R., D. J. W. Piper, H. Posamentier, C. Pirmez et S. Migeon (2002). Variability in form and growth of sediment waves on turbidite channel levees. *Marine Geology* **192**(1–3): p.23-58.

Normark, W. R., D. J. W. Piper et D. A. V. Stow (1983). Quaternary Development of Channels, Levees, and Lobes on Middle Laurentian Fan. *AAPG Bulletin* **67**(9): p.1400-1409.



livet, J. L. (1996). Kinematics of the Iberian plate. *La cinématique de la plaque ibérique* **20**(1): p.191-195.

Oustalet, C. (2012). ""La crue du siècle"." Collecté le 18 aout 2013, à l'adresse <http://www.sudouest.fr/2012/03/03/la-crue-du-siecle-648991-3269.php>.



Pallàs, R., Á. Rodés, R. Braucher, D. Bourlès, M. Delmas, M. Calvet et Y. Gunnell (2010). Small, isolated glacial catchments as priority targets for cosmogenic surface exposure dating of pleistocene climate fluctuations, southeastern Pyrenees. *Geology* **38**(10):p. 891-894.

Pallàs, R., A. Rodés, R. Braucher, J. Carcaillet, M. Ortuño, J. Bordonau, D. Bourlès, J. M. Vilaplana, E. Masana et P. Santanach (2006). Late Pleistocene and Holocene glaciation in the Pyrenees: a critical review and new evidence from 10Be exposure ages, south-central Pyrenees. *Quaternary Science Reviews* **25**(21-22): p. 2937-2963.

Paquet, F., D. Menier, G. Estournès, J. F. Bourillet, P. Leroy et F. Guillocheau (2010). Buried fluvial incisions as a record of Middle-Late Miocene eustasy fall on the Armorican Shelf (Bay of Biscay, France). *Marine Geology* **268**(1-4): p. 137-151.

Parker, G. (1996). Some speculations on the relation between channel morphology and channel-scale flow structures. Proceedings, Coherent Flow in Open Channels, *John Wiley & Sons, Ltd* (1996).

Parker, G. et N. Izumi (2000). Purely erosional cyclic and solitary steps created by flow over a cohesive bed. *Journal of Fluid Mechanics* **419**: p.203-238.

Paull, C. K., D. W. Caress, E. Lundsten, R. Gwiazda, K. Anderson, M. McGann, J. Conrad, B. Edwards et E. J. Summer (2013). Anatomy of the La Jolla Submarine Canyon system; offshore southern California. *Marine Geology* **335**: p.16-34.


Paull, C. K., D. W. Caress, W. Ussler Iii, E. Lundsten et M. Meiner-Johnson (2011). High-resolution bathymetry of the axial channels within Monterey and Soquel submarine canyons, offshore central California. *Geosphere* **7**: p.1077-1101.

Paull, C. K., W. Ussler Iii, D. W. Caress, E. Lundsten, J. A. Covault, K. L. Maier, J. Xu et S. Augenstein (2010). Origins of large crescent-shaped bedforms within the axial channel of Monterey Canyon, offshore California. *Geosphere* **6**: p.755-774.

Penaud, A., F. Eynaud, J. L. Turon, S. Zaragosi, B. Malaizé, S. Toucanne et J. F. Bourillet (2009). What forced the collapse of European ice sheets during the last two glacial periods (150 ka B.P. and 18 ka cal B.P.)? Palynological evidence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **281**(1-2): p.66-78.

Petus, C. (2009). *Qualité des eaux cotières du sud du Golfe de Gascogne par télédétection spatiale*. PhD, Université de Bordeaux 1.

- Piper, D. J. W. et W. R. Normark** (1982). Acoustic interpretation of Quaternary sedimentation and erosion on the channelled upper Laurentian Fan, Atlantic margin of Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences* **19**(10): 1974-1984.
- Piper, D. J. W. et W. R. Normark** (1983). Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland. *Sedimentology* **30**(5): p. 681-694.
- Piper, D.J.W. et B. Savoye** (1993). Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology* **40** (3), p. 557–582.
- Pirmez, C., R. N. Hiscott et J. D. Kronen** (1997). Sandy turbidites successions at the base of the channel-levee systems of the Amazon fan revealed by FMS logs and cores: unraveling the facies architecture of large submarine fans. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and L. C. Peterson.
- Popescu, I., G. Lericolais, N. Panin, A. Normand, C. Dinu et E. Le Drezen** (2004). The Danube submarine canyon (Black Sea): Morphology and sedimentary processes. *Marine Geology* **206**(1-4): p. 249-265.
- Posamentier, H., M. T. Jervey et P. R. Vail** (1988). Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. *S.E.P.M. (Society for Sedimentary Geology) Special Publication* **42**: p. 110-124.
- Pratson, L. F. et B. J. Coakley** (1996). A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geological Society of America Bulletin* **108**(2): p. 225-234.
- Pratson, L. F., W. B. F. Ryan, G. S. Mountain et D. C. Twichell** (1994). Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows; evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geological Society of America Bulletin* **106**(3): p. 395-412.
- Prélat, A., D. M. Hodgson et S. S. Flint** (2009). Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: a high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa. *Sedimentology* **56**(7): p. 2132-2154.

 **asmussen, T. L. et E. Thomsen** (2004). The role of the North Atlantic Drift in the millennial timescale glacial climate fluctuations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **210**(1): p. 101-116.

Ravenne, C. et P. Beghin (1983). Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*. **38**: p. 279-297.

Raymo, M. E. et P. Huybers (2008). Unlocking the mysteries of the ice ages. *Nature* **451**(7176): p. 284-285.

Reading, H. G. et M. Richards (1994). Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **78**(5): p. 792-822.

Reffray, G., B. Levier, P. Marsaleix, P. Lazure et V. Garnier (2008). Intercomparaison de modèles sur le Golfe de Gascogne pour l'année 2004 SHOM / GIP MERCATOR OCEAN: 99.

Reverdin, G., L. Marié, P. Lazure, F. d'Ovidio, J. Boutin, P. Testor, N. Martin, A. Lourenco, F. Gaillard, A. Lavin, C. Rodriguez, R. Somavilla, J. Mader, A. Rubio, P. Blouch, J. Rolland, Y. Bozec, G. Charria, F.

- Batifoulier, F. Dumas, S. Louazel et J. Chanut** (2013). Freshwater from the Bay of Biscay shelves in 2009. *Journal of Marine Systems* **109-110**(SUPPL.): S134-S143.
- Reynaud, J. Y., B. Tessier, J. N. Proust, R. Dalrymple, T. Marsset, J. F. Bourillet, M. De Batistv et G. Lericolais** (1999). Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). *Sedimentology* **46**(4): p. 703-721.
- Richards, M., M. Bowan et H. Reading** (1998). Submarine-fan systems : characterization and stratigraphic prediction, *Marine and Petroleum Geology* **15**(7): p. 689-717.
- Richter, T. O., S. Van Der Gaast, B. Koster, A. Vaars, R. Gieles, H. C. De Stigter, H. De Haas et T. C. E. Van Weering** (2006). The Avaatech XRF Core Scanner: Technical description and applications to NE Atlantic sediments. *Geological Society Special Publication* **267**: p. 39-50.
- Roca, E., J. A. Muñoz, O. Ferrer et N. Ellouz** (2011). The role of the Bay of Biscay Mesozoic extensional structure in the configuration of the Pyrenean orogen: Constraints from the MARCONI deep seismic reflection survey. *Tectonics* **30**(2): p. 1-33.
- Roest, W. R. et S. P. Srivastava** (1991). Kinematics of the plate boundaries between Eurasia, Iberia, and Africa in the North Atlantic from the Late Cretaceous to the present. *Geology* **19**(6): p. 613-616.
- Rosenbaum, G., G. S. Lister et C. Duboz** (2002). Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* **359**(1-2): p. 117-129.
- Rothwell, R. G., B. Hoogakker, J. Thomson, I. W. Croudace et M. Frenz** (2006). Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1-3: An application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. *Geological Society Special Publication* **267**: p. 79-98.
- Ruddiman, W. F.** (2003). Orbital insolation, ice volume, and greenhouse gases. *Quaternary Science Reviews* **22**(15-17): p. 1597-1629.
- Ruddiman, W. F.** (2006). Orbital changes and climate. *Quaternary Science Reviews* **25**(23-24): p. 3092-3112.



S.H.O.M. Carte de la nature de fond au 1/50 000. Collectée en mai 2013 sur la base de données en ligne <http://data.shom.fr/>.

- Sanchez Goñi, M. F. et S. P. Harrison** (2010). Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews* **29**(21-22): p. 2823-2827.
- Schmidt, S., H. Howa, A. Diallo, J. Martin, M. Cremer, P. Duros, C. Fontanier, B. Deflandre, E. Metzger et T. Mulder** (2013). Recent sediment transport and deposition in the Cap-Ferret Canyon, South East margin of Bay of Biscay. *Deep-Sea Research II*.
- Schmidt, S., H. Howa, A. Mouret, F. Lombard, P. Anschütz et L. Labeyrie** (2009). Particle fluxes and recent sediment accumulation on the Aquitanian margin of Bay of Biscay. *Continental Shelf Research* **29**(8): p. 1044-1052.
- Schoeffler, J.** (1965). Le "Gouf" de Capbreton, de l'Eocène inférieur à nos jours. *Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine*. Pau: p. 265-270.
- Serrano, E., J. J. González-Trueba et M. González-García** (2012). Mountain glaciation and paleoclimate reconstruction in the Picos de Europa (Iberian Peninsula, SW Europe). *Quaternary Research (United States)* **78**(2): p. 303-314.

- Serrano, E., J. J. González-Trueba, R. Pellitero, M. González-García et M. Gómez-Lende** (2013). Quaternary glacial evolution in the Central Cantabrian Mountains (Northern Spain). *Geomorphology* **196**: p. 65-82.
- Shackleton, N. J.** (1997). The Deep-Sea Sediment Record and the Pliocene-Pleistocene Boundary. *Quaternary International* **40**(1): p. 33-35.
- Shanmugam, G.** (1996). High-Density Turbidity Currents: are they Sandy Debris Flows? *Journal of Sedimentary Research* **66**(1 (January)): p. 2-10.
- Shanmugam, G.** (1997). The Bouma Sequence and the turbidite mind set. *Earth-Science Reviews* **42**(4): p. 201-229.
- Shanmugam, G.** (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): Deep-water processes and facies models-a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology* **17**(2): p. 285-342.
- Shepard, F. P.** (1936). The underlying causes of submarine canyons. *Proceedings of the National Academy of Sciences* **22**: p. 496-502.
- Shepard, F. P.** (1973). *Submarine geology*. New York, Harper & Row.
- Shepard, F. P.** (1981). Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **65**(6): p. 1062-1077.
- Shepard, F. P. et E. C. Buffington** (1968). La Jolla submarine Fan-Valley. *Marine Geology* **6**(2): p. 107-143.
- Shepard, F. P. et R. F. Dill** (1966). *Submarine Canyons and Other Sea Valleys*. Chicago, Rand McNally Comp.
- Sibuet, J. C., S. P. Srivastava et W. Spakman** (2004). Pyrenean orogeny and plate kinematics. *Journal of Geophysical Research B: Solid Earth* **109**(8): B081041-081018.
- Siddall, M., E. J. Rohling, A. Almogi-Labin, C. Hemleben, D. Meischner, I. Schmelzer et D. A. Smeed (2006). Red Sea Sea Level Reconstruction. I. P. W. D. C. f. Paleoclimatology. Boulder, CO, NOAA/NCDC Paleoclimatology Program.
- Siddall, M., E. J. Rohling, T. Blunier et R. Spahni** (2010). Patterns of millennial variability over the last 500 ka. *Climate of the Past* **6**(3): p. 295-303.
- Sitzia, L.** (2014). *Chronostatigraphie et distribution spatiale des dépôts éoliens quaternaires du bassin aquitain*, Université de Bordeaux
- Snoussi, M., J. M. Jouanneau et C. Latouche** (1989). Climatic impact on fluvial fluxes: comparative study of the rivers Adour, France, and Sebou and Souss, Morocco (Impact du climat sur les apports fluviaux: étude comparative des flux de l'Adour (France), du Sebou et du Souss (Maroc)). *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* **46**: p. 119-126.
- Spencer, J. W.** (1903). submarine valleys off the American coasts and in the North Atlantic. *Geological Society of America Bulletin* **14**: p.207-226.
- Srivastava, S. P., W. R. Roest, L. C. Kovacs, G. Oakey, S. Lévesque, J. Verhoef et R. Macnab** (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. *Tectonophysics* **184**(3-4): p.229-260.
- Srivastava, S. P., H. Schouten, W. R. Roest, K. D. Klitgord, L. C. Kovacs, J. Verhoef et R. Macnab** (1990). Iberian plate kinematics: A jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature* **344**(6268): p. 756-759.
- St-Onge, G., T. Mulder, P. Francus et B. Long (2007). Chapter Two Continuous Physical Properties of Cored Marine Sediments. C. Hillaire-Marcel and A. De Vernal. **1**: p. 63-98.

Stange, K. M., R. T. van Balen, C. Kasse, J. Vandenberghe et J. Carcaillet (2014). Linking morphology across the glaciofluvial interface: A ^{10}Be supported chronology of glacier advances and terrace formation in the Garonne River, northern Pyrenees, France. *Geomorphology* **207**(0): p.71-95.

Stevenson, A. J. et R. W. Embley (1987). Deep-sea fan bodies, terrigenous turbidite sedimentation, and petroleum geology, Gulf of Alaska. *Geology and resource potential of the continental margin of western North America and adjacent ocean basins - Beaufort Sea to Baja California*. D. W. Scholl, A. Grantz and J. G. Vedder. Houston, Texas, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series. **6**: p. 503-522.

Stocker, T. F. (1998). The seesaw effect. *Science* **282**(5386): p. 61-62.

Stow, D. A. V. (1996). DEep seas. *Sedimentary Environments (3rd edition)*. H. G. Reading. Oxford, Blackwell Science: p. 398-444.

Stow, D. A. V. et G. Shanmugam (1980). Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology* **25**(1-2): p.23-42.

Stride, A. H., J. R. Curray, D. G. Moore et R. Belderson (1969). Marine geology of the Atlantic continental margin of Europe. *Philosophical Transactions of the Royal Society London Series A* **264**: p.31-75.

Stuiver, M. et P. J. Reimer (1993). Extended ^{14}C data base and revised CALIB 3.0 ^{14}C age calibration program. *Radiocarbon* **35**(1): p. 215-230.

Suc, J. P., A. Bertini, S. A. G. Leroy et D. Suballyova (1997). Towards the Lowering of the Pliocene/Pleistocene Boundary to the Gauss-Matuyama Reversal. *Quaternary International* **40**(1): p. 37-42.

T

aki, K. et G. Parker (2005). Transportational cyclic steps created by flow over an erodible bed. Part 1. Experiments. *K. Taki and G. Parker Journal of Hydraulic Research* **43** (5): p. 488–501.

Talling, P. J., L.A. Amy, R.B. Wynn, J. Peakall et M. Robinson (2004). Beds comprising debrite sandwiched within co-genetic turbidite: Origin and widespread occurrence in distal depositional environments: *Sedimentology* **51**: p. 163-194.

Talling, P.J., L.A. Amy, R.B. Wynn, G. Blackbourn et O. Gibson (2007). Turbidity current evolution deduced from extensive thin turbidites: Marnoso-arenacea Formation (Miocene), Italian Apennines: *Journal of Sedimentary Research* **77**: p. 172-196

Talling, P.J., Wynn, R.B., Rixon, R., Schmidt, D., Sumner, E., and Amy, L.A., (2010). How did submarine flows transport boulder sized mud clasts to the fringes of the Mississippi Fan?. *Journal of Sedimentary Research* **80**: p. 829-851

Tavani, S. (2012). Plate kinematics in the Cantabrian domain of the Pyrenean orogen. *Solid Earth* **3**(2): 265-292.

Tavani, S. et J. A. Muñoz (2012). Mesozoic rifting in the Basque-Cantabrian Basin (Spain): Inherited faults, transversal structures and stress perturbation. *Terra Nova* **24**(1): p. 70-76.

Thinon, I. (1999). *Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricaïn*. PhD, Université de Bretagne Occidentale.

Thinon, I., L. Fidalgo-González, J. P. Réhault et J. L. Olivet (2001). Pyrenean deformations in the Bay of Biscay. *Déformations pyrénéennes dans le golfe de Gascogne* **332**(9): p. 561-568.

Thinon, I., J. P. Réhault et L. Fidalgo-González (2002). The syn-rift sedimentary cover of the North Biscay Margin (bay of Biscay): From new reflection seismic data. *La couverture sédimentaire syn-rift de la marge Nord-Gascogne et du Bassin armoricain (golfe de Gascogne): à partir de nouvelles données de sismique réflexion* **173**(6): p. 515-522.


Törnqvist, T. E., S. R. Wortman, Z. R. P. Mateo, G. A. Milne et J. B. Swenson (2006). Did the last sea level lowstand always lead to cross-shelf valley formation and source-to-sink sediment flux? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* **111**(F4): F04002.


Toucanne, S., S. Zaragosi, J. F. Bourillet, M. Cremer, F. Eynaud, B. Van Vliet-Lanoë, A. Penaud, C. Fontanier, J. L. Turon, E. Cortijo et P. L. Gibbard (2009). Timing of massive 'Fleuve Manche' discharges over the last 350 kyr: insights into the European ice-sheet oscillations and the European drainage network from MIS 10 to 2. *Quaternary Science Reviews* **28**(13-14): p. 1238-1256.

Toucanne, S., S. Zaragosi, J. F. Bourillet, B. Dennielou, S. J. Jorry, G. Jouet et M. Cremer (2012). External controls on turbidite sedimentation on the glacially-influenced Armorican margin (Bay of Biscay, western European margin). *Marine Geology* **303-306**: p.137-153.

Toucanne, S., S. Zaragosi, J. F. Bourillet, F. Naughton, M. Cremer, F. Eynaud et B. Dennielou (2008). Activity of the turbidite levees of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events. *Marine Geology* **247**(1-2): p. 84-103.

Twichell, D. C. et D. G. Roberts (1982). Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore canyons. *Geology* **10**: p. 408-412.

 **nterseh, S.** (1999). *Cartographie et caractérisation du fond marin par sondeur multifaisceaux.*, ENSG Nancy.

 **ail, P. R., R. M. J. Mitchum et S. Thompson III** (1977). Seismic stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 4. global Cycles of Relative Changes of Sea Level. Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation. *Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration*, AAPG. **AAPG Special volume 26**: p.51-52.

Van Aken, H. M. (2000). The hydrography of the mid-latitude Northeast Atlantic Ocean: II: The intermediate water masses. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* **47**(5): p. 789-824.

Van Rooij, D., J. Iglesias, F. J. Hernández-Molina, G. Ercilla, M. Gomez-Ballesteros, D. Casas, E. Llave, A. De Hauwere, S. Garcia-Gil, J. Acosta et J. P. Henriët (2010). The Le Danois Contourite Depositional System: Interactions between the Mediterranean Outflow Water and the upper Cantabrian slope (North Iberian margin). *Marine Geology* **274**(1-4): p. 1-20.


Vanney, J. R. (1973). La géomorphologie sous-marine. *Structure et géomorphologie dynamique des fonds marins*, Collection Géologie des Aires Océaniques, Masson. **3**: p. 1-235.

Vergés, J., M. Fernandez et A. Martinez (2002). The Pyrenean orogen: pre- syn- and post-collisional evolution. *Reconstruction of the evolution of the Alpine-Himalayan Orogen*. G. Rosenbaum and G. S. Lister, Journal of Virtual Explorer. **8**: p.55-74.

Vilaplana, J. M. (1983). Quaternary glacial geology of Alta Ribagorçana Basin (Central Pyrennes). *Acta Geologica Hispanica* **18**: p. 217-233.

Visser, R. L. M. et P. Meijer (2012). Iberian plate kinematics and Alpine collision in the Pyrenees. *Earth-Science Reviews* **114**(1-2): p. 61-83.

Visser, R. L. M. et P. Meijer (2012). Mesozoic rotation of Iberia: Subduction in the Pyrenees? *Earth-Science Reviews* **110**(1-4): p. 93-110.

 **Waelbroeck, C., J. C. Duplessy, E. Michel, L. Labeyrie, D. Paillard et J. Duprat** (2001). The timing of the last deglaciation in North Atlantic climate records. *Nature* **412**(6848): p. 724-727.

Walker, R. G. (1975). Generalized Facies Models for Resedimented Conglomerates of Turbidite Association. *Geological Society of America Bulletin* **86**(6): p. 737-748.

Walker, R. G. (1978). Deep-Water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models for Exploration for Stratigraphic Traps. *AAPG Bulletin* **62**(6): p. 932-966.

Weimer, P. (1989). Sequence stratigraphy of the Mississippi fan (Plio-Pleistocene), Gulf of Mexico. *Geo-Marine Letters* **9**(4): p. 185-272.


Wynn, R. B., N. H. Kenyon, D. G. Masson, D. A. V. Stow et P. P. E. Weaver (2002). Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *AAPG Bulletin* **86**(8): p. 1441-1462.

Wynn, R. B., D. Masson, D. A. V. Stow et P. P. Weaver (2000). The Northwest African slope apron: a modern analogue for deep-water systems with complex seafloor topography. *Marine and Petroleum Geology* **17**: p. 253-265.

Wynn, R. B., D. J. W. Piper et M. J. R. Gee (2002). Generation and migration of coarse-grained sediment waves in turbidity current channels and channel-lobe transition zones. *Marine Geology* **192**(1-3): p. 59-78.

Wynn, R. B. et D. A. V. Stow (2002). Classification and characterisation of deep-water sediment waves. *Marine Geology* **192**(1-3): p.7-22.

Wynn, R. B., B.T. Cronin et J. Peakall (2007). Sinuous deep-water channels: Genesis, geometry and architecture. *Marine and Petroleum Geology* **24**(6-9): p.341-387.

 **Zaragosi, S.** (2001). *Les systèmes turbiditiques profonds de la marge Celtique-Armoricaine (Golf de Gascogne) : Physiographie et Evolution au cours des derniers 30 000 ans*, Université de Bordeaux 1.

Zaragosi, S., G. A. Auffret, J. C. Faugères, T. Garlan, C. Pujol et E. Cortijo (2000). Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-Sea Fan, Bay of Biscay. *Marine Geology* **169**(1-2): p. 207-237.

Zaragosi, S., J. F. Bourillet, F. Eynaud, S. Toucanne, B. Denhard, A. Van Toer et V. Lanfume (2006). The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Marine Letters* **26**(6): p. 317-329.

Zaragosi, S., F. Eynaud, C. Pujol, G. A. Auffret, J. L. Turon et T. Garlan (2001). Initiation of the European deglaciation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): A multi-proxy approach. *Earth and Planetary Science Letters* **188**(3-4): p. 493-507.

Zaragosi, S., R. Le Suavé, J. F. Bourillet, G. A. Auffret, J. C. Faugères, C. Pujol et T. Garlan (2001). The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model. *Geo-Marine Letters* **20**(4): p.219-232.